



**Processus d'exhumation dans les Alpes occidentales :
modélisation géométrique et reconstitution
géodynamique sur la transversale
Chartreuse-Maurienne, une approche multi-échelle**
Sunsearé Gabalda

► **To cite this version:**

Sunsearé Gabalda. Processus d'exhumation dans les Alpes occidentales : modélisation géométrique et reconstitution géodynamique sur la transversale Chartreuse-Maurienne, une approche multi-échelle. Sciences de la Terre. École Nationale Supérieure des Mines de Paris, 2008. Français. NNT : 2008ENMP1607 . pastel-00005248

HAL Id: pastel-00005248

<https://pastel.archives-ouvertes.fr/pastel-00005248>

Submitted on 10 Aug 2010

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



Collège doctoral

Ecole Doctorale n° 398 : "Géosciences et Ressources Naturelles"

N° attribué par la bibliothèque

--	--	--	--	--	--	--	--	--	--

THÈSE

pour obtenir le grade de

Docteur de l'École des Mines de Paris

Spécialité « Dynamique et Ressources des Bassins Sédimentaires »

Présentée et soutenue publiquement par

Sunsearé GABALDA

le 9 Octobre 2008

**Processus d'exhumation dans les Alpes Occidentales.
Modélisation géométrique 3D et reconstitution géodynamique
sur la transversale Chartreuse-Maurienne,
une approche multi-échelle**

Jury :

Thierry BAUDIN	<i>Examineur</i>
Olivier BEYSSAC	<i>Examineur</i>
Marie FORD	<i>Présidente du Jury</i>
Stéphane GUILLOT	<i>Examineur</i>
Laurent JOLIVET	<i>Examineur</i>
Daniel MERCIER	<i>Examineur</i>
Nathalie MONIN	<i>Examinatrice invitée</i>

Remerciements

Tous mes remerciements à Mary Ford et Stéphane Guillot pour avoir accepté de juger mon travail et pour leurs chaleureux encouragements pour la suite.

Il y a deux chercheurs pour qui j'ai beaucoup d'admiration, sans leur apprentissage, leur soutien scientifique et moral, leur patience et leur amitié je ne serais pas docteur en géologie aujourd'hui. Je tiens donc à dire toute ma gratitude à Laurent Jolivet, dont les cours de tectonique ont réveillé ma vocation pour cette discipline, merci pour ces enseignements passionnants, merci d'avoir accepté de reprendre la direction de ce projet de thèse en cours de route ("opération sauvetage") de m'avoir sans cesse encouragée et redonné confiance dans les moments difficiles. De même, je tiens à remercier Thierry Baudin de ne pas m'avoir laissé repartir à Fontainebleau sans sujet de thèse ce fameux jour. Merci de m'avoir fait une place au sein de son équipe, merci pour ses conseils et pour avoir suivi mes travaux avec autant d'enthousiasme.

Ensuite, je remercie Daniel Mercier pour m'avoir donné une totale liberté de choix, d'action tout au long de ma thèse. Je salue son courage à accorder la totale responsabilité de son propre projet de recherche à une étudiante.

Merci à Bernard Beaudoin pour m'avoir accordé sa confiance en me recrutant à l'Ecole des Mines, merci pour son apprentissage et pour m'avoir soutenue dans les moments difficiles du début.

Merci à Damien Goetz et Isabelle Cojan pour leur accueil au Centre de Géosciences et au sein de l'équipe Géologie (anciennement CGES).

Merci à Hugues Accarie, Médard Thiry, Jean-Paul Chilès pour nos nombreuses discussions scientifiques et fructueuses. Hugues, je suis désolée que cela t'ait coûté un marteau.

Merci aux permanents de l'équipe Géologie de l'Ecole des Mines, Sylvie, Catherine, Monique, Philippe (le Phiphi !) et Caroline (merci pour le précieux coup de main sur la fin !)

Merci aux secrétaires de l'Ecole Doctorale, Dominique Vassiliadis (ma Dom !) et Dovy Tristani (ma Dov !), merci de m'avoir écoutée, soutenue, encouragée et relue, les mots me manquent pour vous dire à quel point vous avez été précieuses.

Merci aux techniciens, sans eux, pas de lames, pas d'analyses et donc pas d'article, un grand merci à Anne, Dédé et Cyril (de l'Ecole des Mines).

Merci aux Doctorants du Labo de l'Ecole des Mines, Delphine et Marie (SGF en force !), David (copain !), Hugo (farceur !), François (prof !), Pierre-Yves (Bisounours !), Simon (Uggy les bons tuyaux !).

Une spéciale dédicace aux anciennes et futures porteuses du "Diadème Rose", Rosa et Aurélie (tou tou tou you tou, que du bonheur !), Anne (ma confidente pour les questions très "sérieuses" !), Rose (entre nous c'est toute une histoire de jeunesse), Anne-Edwige (pourquoi t'es pas arrivée plus tôt, toi ? c'est nul ça !).

Merci aux potes du CMM pour ces instants mémorables au Martin's "à la bière du Jeudi", merci aussi à Didier et toute son équipe de nous avoir supportés et cela jusqu'à des heures tardives.

Pour le BRGM, merci aux "super modélisateurs" Philippe Calcagno et Gabriel Courrioux pour m'avoir formée au Geomodelleur 3D. Merci à Emmanuel Egal, pour les "géo-rigolades" sur le terrain (au fait, ça va ton appareil photo ?)

Pour LTF, merci à Nathalie Monin et Xavier Darmendrail pour la mise à disposition des forages du projet, mais aussi pour l'intérêt consacré à mes travaux.

Pour l'ENS, merci à Olivier Beyssac d'avoir accepté de travailler avec moi et pour les nombreuses séances Raman. Notre collaboration restera un très bon souvenir, celui de la toute première publication. Si l'on m'avait dit alors que j'étais encore sur les bancs de la fac : "Sunsea, un jour tu pubieras avec Christian Chopin", je n'y aurais pas cru une seule seconde. Cette collaboration a été un véritable honneur pour moi, merci Christian !

Pour P6, merci à Marc Fournier pour avoir participé à mon jury mi-parcours, ses conseils ont été d'une aide précieuse pour le changement de cap du projet ! Merci également à Philippe Agard pour ses conseils en pétro et pour avoir travaillé avec nous sur la publication (j'ai été gâtée niveau co-auteurs, dis-donc !).

Merci à tous les Doctorants du laboratoire de Tectonique de P6 (je ne vais pas tous vous citer, vous êtes vraiment trop nombreux !), merci pour votre accueil. Je me suis toujours sentie comme dans mon propre labo grâce à vous ! Une dédicace toute particulière pour Will et Ben mes compagnons de terrain, merci pour toutes ses franches rigolades (ça n'aurait pas été pareil sans vous !), votre soutien tout au long de la thèse a été très précieux.

Merci à toute l'équipe de la SGF, en particulier à Christian Ravenne qui nous a toujours motivés pour maintenir active la section jeunes, cette activité en dehors de la thèse m'a fait beaucoup de bien !

Les amis de longue date et ceux qui m'ont offert des "break sans thèse" : Cécile, Peggy et son Guillaume, Liana, Jay, Ray, Angy, T-Maï, Béro, Juju, Jérém, Auré, Cec, Vi, avec vous c'était la folie.

Un grand merci à Mou et Pou de m'avoir encouragée dans mes choix qui m'ont amenée jusqu'ici. Leur fierté est mon plus beau cadeau.

Enfin, le soutien et la patience quotidienne de Thomas, mais aussi sa grande curiosité pour mon travail ont été plus que précieux pour moi (merci mon coeur !), j'espère que tu es prêt pour la suite...

Résumé

Des expertises géologiques effectuées pour le projet de liaison TGV Lyon-Turin (collaboration avec le BRGM) ont abouti à la réalisation de modèles géométriques 3D effectués dans les secteurs clés du projet. Ces modèles ont aidé à la décision en termes d'interprétation géométrique et ont permis de dessiner une nouvelle coupe géologique détaillée de la vallée de la Maurienne (coupe réalisée par le BRGM). Combinée aux données profondes du profil Ecors, elle est utilisée pour construire une coupe d'échelle crustale au travers des Alpes Occidentales. Le prolongement de cette coupe vers les zones externes est extrait des travaux de Philippe (1995), depuis le massif de Belledonne jusqu'au bassin d'avant-pays oligo-miocène.

Nous proposons une série de reconstructions géodynamiques équilibrées de cette transversale depuis le Crétacé supérieur en utilisant : une reconnaissance détaillée des structures rencontrées le long du profil, une compilation des chemins pression-température-temps de chaque unité et le calendrier de formation des bassins d'avant-pays successifs. L'estimation des pics de températures via la spectrométrie Raman sur la matière organique dans les métasédiments (méthode RSCM) révèle la structure thermique à haute résolution du prisme de subduction depuis le domaine ultra-dauphinois jusqu'aux zones les plus internes et s'avère être un atout majeur pour la compréhension des mécanismes d'exhumation sur cette transversale.

Ces reconstructions nous conduisent à discuter les mécanismes d'exhumation des unités de haute pression et l'interaction entre les chevauchements principaux et les failles normales qui accommodent en partie la remontée des unités profondes des Alpes Occidentales.

Abstract

Exhumation process in the Western Alps. A multi-scalar approach to 3D geometrical modelling and geodynamic reconstruction along the Chartreuse-Maurienne traverse

In the framework of a new high-speed train connection across the Western Alps, between Lyon and Torino, geological studies in collaboration with BRGM led to producing 3D geometrical models in key locations. These models allowed a reinterpretation of the geometry of geological layers and the construction of a new geological section of the Maurienne Valley (section drawn by BRGM). Combined with an ECORS profile, this new section was used to build a crustal-scale section across the Western Alps. Extension of this section towards external zones, from the Belledune Massif to foreland basin, comes from Philippe (1995) results.

We built a series of balanced cross-sections of this traverse using detailed structural informations gathered along the transect, a compilation of Pressure-Temperature-Age path of each unit, and the timing of successive foreland formations.

Peak temperature estimates measured with a Raman spectrometer on organic matter in meta-sediments (RSCM method), reveal the high resolution thermal structure of the accretionary prism from the "Ultra-Dauphinois" domain to the most internal domains. This method appears fundamental to understand exhumation mechanism of this traverse.

These reconstructions lead to re-discussing i) the exhumation mechanisms of high-pressure units and ii) the interaction between main thrusts and normal faults that partially accommodate the rise of Western Alps deep units.

Table des matières

Remerciements	iii
Résumé	v
Abstract	vii
Introduction	1
1 Problématique	3
1.1 Contexte géologique et structuration globale des Alpes Occidentales	3
1.1.1 Les grandes subdivisions structurales des Alpes Occidentales	3
1.1.2 Structuration métamorphique des Alpes	6
1.1.3 Structure profonde : les principaux réflecteurs sismiques et les anomalies de Bouguer	7
1.2 Reconstitution de l'histoire des Alpes	9
1.2.1 Une problématique ancestrale	9
1.2.2 Les grandes lignes de l'histoire géodynamique alpine	9
1.2.2.1 Rifting intra-continental de la Pangée et expansion océanique de l'océan Ligure (~220-110 Ma)	9
1.2.2.2 L'étape alpine	9
1.2.3 Modélisation géodynamique	10
1.2.3.1 La modélisation à grande échelle : <i>via</i> le numérique et l'analogique	10
1.2.3.2 Les modélisations conceptuelles	12
1.2.3.3 Problématique de ce travail	14
1.3 Le projet "Lyon-Turin" : notre cas d'étude	15
1.3.1 Introduction	15
1.3.2 Travaux de reconnaissances géologiques en vallée de la Maurienne-Suze (partie franco-italienne)	16
1.3.3 Coupes prévisionnelles du tunnel de base	17
2 Synthèse géologique de la vallée de la Maurienne : <i>Etat de l'Art</i>	19
2.1 Zone Dauphinoise	21
2.1.1 Présentation générale	21
2.1.2 Description des déformations	21
2.2 Zone Ultra-Dauphinoise	27

2.2.1	Présentation générale	27
2.2.2	Description des formations	27
2.2.3	Description des déformations dans le flysch Eocène	27
2.3	La Zone Subbriançonnaise	32
2.3.1	Présentation générale	32
2.3.2	Description des formations	32
2.3.3	Analyses structurales en zone Subbriançonnaise	32
2.3.3.1	Interprétation classique monophasée	35
2.3.3.2	Interprétation pluriphasée	35
2.4	Zone Houillère Briançonnaise	39
2.4.1	Unités lithologiques de la ZHB	39
2.4.2	Analyse structurale en Zone Houillère Briançonnaise	39
2.4.3	Nature des principaux contacts des unités lithologiques en ZHB	41
2.5	Zone Interne Briançonnaise	42
2.5.1	La Zone Vanoise	42
2.5.1.1	Présentation générale	42
2.5.1.2	Description des formations	42
2.5.1.3	Descriptions des déformations en Zone Vanoise	46
2.5.2	Massif d'Ambin	48
2.5.2.1	La série sédimentaire du Massif d'Ambin : le Groupe d'Ambin	48
2.5.2.2	Etude structurale au Massif d'Ambin	49
2.5.3	Entre les Massifs de Vanoise et Ambin : reconnaissance géologique de la Zone des Gypses : éléments inédits d'après l'Avant-Projet de Référence, LTF, Baudin (2007)	52
2.5.3.1	Présentation générale	52
2.5.3.2	Stratigraphie de la Zone des Gypses	53
2.5.3.3	Etude structurale	56
2.6	Les domaines Piémontais et Liguro-Piémontais	59
2.6.1	Présentation générale	59
2.6.2	Unités lithologiques du domaine Liguro-Piémontais	60
2.6.3	Analyses structurales des Schistes Lustrés au Nord du massif d'Ambin	60
2.6.4	Analyses structurales des Schistes Lustrés au Sud du massif d'Ambin	61
2.6.5	Synthèse structurale du Nord au Sud du Massif d'Ambin : Discussions	63
3	Reconnaitances et modélisation	65
3.1	Introduction	65
3.2	Reconnaissance «Sapey-Orgère»	66
3.2.1	La stratégie de terrain	66
3.2.2	Description des principales structures rencontrées	66
3.2.2.1	Description des structures chevauchantes	69
3.2.2.2	Description des structures plicatives	69
3.2.3	Etude structurale de l'Ecaille des «Gneiss du Sapey»	70
3.2.3.1	Problématique structurale	70
3.2.3.2	Analyse structurale	71

3.2.3.3	Hypothèse cinématique pour la structuration E-W des Gneiss du Sapey .	73
3.3	Reconnaissance Zone Subbriançonnaise	73
3.3.1	Objectifs et moyens mis en oeuvre	73
3.3.2	Principales observations de terrain	75
3.4	Travaux de modélisation pour les secteurs étudiés	78
3.4.1	Le besoin de modéliser les géométries en 3D	78
3.4.2	Principale fonctionnalité du Géomodeleur “Edit 3D”	78
3.4.3	Les paramètres indispensables	78
3.4.3.1	Les données d’interfaces géologiques : des données structurales géoréférencées	79
3.4.3.2	La pile géologique ou pile tectono-stratigraphique	79
3.5	Modélisation 3D du secteur «Sapey-Orgère»	80
3.5.1	Objectifs du modèle	80
3.5.2	Préparation des données	80
3.5.3	Interpolation des structures	82
3.5.3.1	Interpolation des chevauchements	82
3.5.3.2	Extrapolation des plis en profondeur	82
3.5.3.3	Bilan de la première phase de modélisation	86
3.5.3.4	Hypothèse et modèle final	86
3.6	Modélisation 3D de la Zone Subbriançonnaise	90
3.6.1	Objectifs du modèle	90
3.6.2	Modélisation du «pli du Château»	90
3.6.3	Extension de la modélisation à tout le secteur	93
3.6.4	Conclusions relatives à la coupe du tunnel	93
3.7	Discussions cinématiques pour les secteurs étudiés	96
3.7.1	Evolution de la déformation en bordure occidentale de la Vanoise : discussion . . .	96
3.7.2	Discussion sur l’évolution de la déformation en Zone Subbriançonnaise	98
4	Contribution pétro-métamorphique	101
4.1	Introduction	101
4.2	Spectrométrie Raman	103
4.2.1	Introduction	104
4.2.2	Geological setting	104
4.2.3	RSCM method and sampling strategy	105
4.2.4	Results	105
4.2.5	Discussion and conclusion	107
4.2.6	Supplementary material	113
4.3	Synthèse de l’étude	117
5	Reconstitution géodynamique	119
5.1	Introduction	119
5.2	Reconstitution	120
5.2.1	Introduction	121
5.2.2	Geological setting	123

5.2.2.1	Dauphinois zone	123
5.2.2.2	Ultra-Dauphinois zone	123
5.2.2.3	Subbriançonnais zone	123
5.2.2.4	Zone Houillère Briançonnaise	124
5.2.2.5	Sapey gneiss unit	124
5.2.2.6	Internal Briançonnais domain	124
5.2.2.7	Liguro-Piemontese domain	125
5.2.2.8	Dora Maira massif	125
5.2.3	A crustal-scale cross-section	125
5.2.4	Deformation history and tectonic timing	127
5.2.4.1	Subduction and initiation of thrusting in the European margin (60-55 Ma)	127
5.2.4.2	First evidence of retrogression and Briançonnais thrusting (50-37Ma) . .	127
5.2.4.3	Briançonnais backtrusting event (37-30 Ma)	128
5.2.4.4	Penninic extensional events in the ductile-brittle transition (30-28 Ma) .	128
5.2.4.5	Brittle extensional events (28-0 Ma)	129
5.2.5	Metamorphic conditions along Maurienne valley	132
5.2.6	Geodynamic reconstitution stages	137
5.2.6.1	60-55 Ma Subduction	137
5.2.6.2	50-37 Ma main exhumation process of cristalline massifs and nappe sta- cking	137
5.2.6.3	37-30 Ma Backtrusting initiation and foreland basin development	140
5.2.6.4	30-28 Ma syn-convergence ductile to brittle extensional regional regime	140
5.2.6.5	28-0 Ma syn-convergence brittle extensional regional regime	140
5.2.7	Discussion	140
5.3	Conclusion	148
6	Conclusions et perspectives	151
6.1	Apports de ce travail	151
6.1.1	Modélisation géométrique 3D	151
6.1.2	Estimation thermométrique	151
6.1.3	Reconstitution géodynamique	152
6.2	Perspectives	152
6.2.1	Modélisation géométrique 3D	152
6.2.2	Estimation thermo-barométrique	153
6.2.3	Reconstitution géodynamique	153
	Bibliographie	154
	Annexes	171
A	Modélisation	171
A.1	La pile géologique	171
A.2	Les Forages	172

Table des figures

1.1	Zonéographie des Alpes Occidentales et éléments stratigraphiques. FP : Front Pennique, ZHB : Zone Houillère Briançonnaise, ZIB : Zone Interne Briançonnaise.	4
1.2	Carte des structures métamorphiques des Alpes d'après Goffé <i>et al.</i> (2004).	6
1.3	Représentation d'un bloc structural selon une interprétation du profil Ecors (Roure <i>et al.</i> 1996). Z.B : Zone Briançonnaise, G.P : Grand Paradis.	7
1.4	Profil Ecors-Crop d'après Roure <i>et al.</i> (1996).	8
1.5	Aperçus de modèles thermomécaniques et numériques	11
1.6	Aperçus de reconstitutions conceptuelles à l'échelle crustale pour l'évolution géodynamique des Alpes Occidentales	13
1.7	Le projet " Lyon-Turin " s'intègre dans un contexte de développement et d'harmonisation de l'espace ferroviaire européen (Source des images : LTF).	15
1.8	Tracé du projet ferroviaire Lyon-Turin	16
1.9	Légende de la Figure 1.10.	17
1.10	Coupe prévisionnelle sur le tracé du futur tunnel de base	18
2.1	Schéma structural de la vallée de la Maurienne avec localisation des cartes présentées dans ce chapitre.	20
2.2	Légende de la Figure 2.1.	20
2.3	Schéma structural de la zone Dauphinoise (secteur concernant le projet de tunnel) et localisation des éléments discutés ci-après.	22
2.4	Panorama de la zone Dauphinoise, MCE : Massif Cristallin Externe.	23
2.5	Cinématique vers l'W-NW dans les lithofaciès de la zone Dauphinoise	24
2.6	Cinématique vers l'W-NW dans les calcaires nummulitiques éocènes et les structures associées	25
2.7	Superposition de phases localement dans l'Eocène nummulitique	26
2.8	Panorama de la Zone Ultra-Dauphinoise (en rive droite de l'Arc)	28
2.9	Stratigraphie détaillée de la Zone Ultra-Dauphinoise relevée en rive droite de la vallée de l'Arc (Callec et Baudin 2007), la cartographie détaillée de cette coupe est disponible en Figure 2.12.	29
2.10	Description des déformations dans le flysch Eocène, Exemple de galets étirés.	30
2.11	Structuration et sédimentation au sein du prisme d'accrétion frontale, selon une transpression sénestre le long des zones de chevauchements, interprétation d'après Eisbacher (1991).	31
2.12	Carte des zones frontales penniques. FP : Front Pennique, FHE : Front Houiller Externe. Modifiée d'après Egal (2007).	33

2.13	Panorama de la Zone Subbriançonnaise	34
2.14	Interprétation classique des plis de la Zone Subbriançonnaise. Coupes sériées à travers le Massif de la Croix des Têtes d'après Barbier (1948).	35
2.15	Interprétation structurale des plis du Massif de la Croix des Têtes d'après Ceriani (2001). PA1 : trace des plans axiaux de phase $D1_{ext}$, PA2 : trace des plans axiaux de phase $D2_{ext}$	36
2.16	Polyphasage pour la structuration des plis du Massif de la Croix des Têtes. A gauche la phase $D1$, de plan axial PA1 (marqué d'une flèche). A droite la phase $D2$ reprenant les structures $D1$ et créant des plis de plans axiaux PA2. FHE : Front Houiller Externe. Modifiée d'après Ceriani (2001).	37
2.17	Coupes sériées du Massif de la Croix des Têtes selon l'interprétation de polyphasage de Ceriani (2001).	37
2.18	Coupe schématique de la Zone Houillère Briançonnaise (modifiée d'après (Baudin <i>et al.</i> 2006b)	39
2.19	Schéma structural de la zone Sapey-Avrieux modifié d'après Baudin <i>et al.</i> (2006a).	43
2.20	Log synthétique des séries sédimentaires de la Vanoise. Les descriptions des faciès et les âges sont décrits dans le corps du texte.	44
2.21	Coupe dans le secteur Modane-Avrieux, d'après Strzeczynski (2006). Voir la Figure 2.19, pour localisation.	47
2.22	Déversement des structures $D1 - D2_V$ de la nappe de la Dent-Parrachée par les structures $D3_V$, (Dondey 1986 ; Platt et Lister 1985a).	48
2.23	Log synthétique des séries sédimentaires du Groupe d'Ambin, modifié d'après Ganne (2003).	50
2.24	Schéma structural et coupe du Massif d'Ambin	51
2.25	Schéma structural de la " Zone des Gypses ". On remarque entre les Massifs d'Ambin (au SE) et de la Vanoise (au NE) la disparition de la Nappe de la Dent-Parrachée. La coupe A-B fait référence à la Figure 2.28.	53
2.26	Stratigraphie synthétique de l'Unité des Lozes (Grande-Motte) et de l'Unité des Gypses	55
2.27	Représentation schématique des détachements à la fin de l'extension $\Phi 4nG$	56
2.28	Bordure occidentale du massif d'Ambin selon la coupe géologique prévisionnelle du projet de tunnel	57
2.29	Vue panoramique vers le Nord d'un pli de Bellecombe	57
2.30	Relations structurales entre les domaines briançonnais, piémontais, liguro-piémontais et découpage tectono-métamorphique de ce dernier.	59
2.31	Analyse structurale au Nord du massif d'Ambin, d'après Rolland <i>et al.</i> (2000), et au Sud d'Ambin , d'après Agard <i>et al.</i> (2001, 2002).	62
3.1	Schéma structural du secteur "Sapey-Orgère", positionné dans l'intégralité de la Zone Vanoise (cf. § 2.5.1). Une carte géologique détaillée de la Zone Sapey-Orgère est disponible en Figure 3.2.	67
	Figure 3.2	68
3.2	Etude structurale du secteur Sapey-Orgère	69
3.3	Synthèse d'une étude structurale au sein de l'Ecaille du Gneiss du Sapey	71
	Figure 3.3	72

3.4	Etude complémentaire en Zone Subbriançonnaise. Projection polaire et grand cercle des niveaux stratigraphiques et axes de pli mesurés (cercles rouges). Carte géologique reprise d'après Egal (2007). La légende lithologique de cette carte est disponible sur la planche (Figure 2.12 p.33).	74
3.5	Photo A : Structuration majoritairement en N-S selon des plis d'entraînement $D2_{ext}$. Photo B : Massif du Grand Perron des Encombres, ondulation d'orientation E-W, sans doute postérieure à la phase $D2_{ext}$	76
3.6	Prolongement en rive gauche des plans axiaux des principaux plis du Massif de la Croix des Têtes. FP : Front Pennique, FHE : Front Houiller Externe. La légende lithologique de cette carte est disponible sur la planche (Figure 2.12 p.33).	77
3.7	Exemple schématique d'une coupe et sa pile géologique (Aug 2004).	79
3.8	Pile géologique du modèle Sapey-Orgère.	81
3.9	Extrait d'un tableau de données structurales destinées à être intégrées à un modèle 3D. Chaque donnée structurale géo-référencée est associée à un «code formation», lui-même associé à un litho-faciès.	81
3.10	La géométrie du chevauchement de l'Ecaille des Gneiss du Sapey est extrapolée grâce à l'interpolation des données de surface et des forages	83
3.11	Extrapolation des surfaces de chevauchements	84
3.12	Construction 3D du pli de l'Aiguille Doran	85
3.13	Profil sur le tracé du projet de tunnel. Cette coupe correspond à l'interpolation des seules données (d'interface et de forage) qui ont été intégrées au modèle.	87
3.14	Blocs géologiques 3D du secteur Sapey-Orgère	88
3.15	Coupe du tracé du tunnel dans le secteur Sapey-Orgère	89
3.16	Modèle intermédiaire du Massif de la Croix des Têtes avec prise en compte des seules données qui concernent le massif.	91
3.17	Visualisation du modèle (Figure 3.16) en écorché, pour une meilleure observation du pli modélisé.	92
3.18	Bloc 3D étendu à toute la Zone Subbriançonnaise	94
3.19	Extrait du modèle 3D (Figure 3.18), figurant de manière schématique la structuration du pli du Château selon l'interprétation proposée par Egal (2007). La formation représentée en violet correspond aux calcaires massifs du Jurassique moyen (jmC).	95
3.20	Coupe prévisionnelle du projet Lyon-Turin sur le tronçon de la Zone Subbriançonnaise d'après le rapport d'Avant-Projet de Référence, LTF, Egal (2007), validée par nos travaux de modélisation 3D.	95
3.21	Coupe géodynamique sur le tracé du tunnel	97
3.22	Représentation schématique d'une nouvelle interprétation proposée pour le Pli du Château [Figure extraite du rapport APR 2006, rédigé par E. Egal, BRGM (Egal (2007))].	98
3.23	Synthèse des déformations pour les unités frontales des Alpes Occidentales. Ce tableau est repris d'après Ceriani (2001), où nous avons remplacé les déformations initiales $D1_{ext}$ et $D2_{ext}$, par une seule déformation $D2_{ext}$ (Voir texte).	99
4.1	Détermination d'une température maximum atteinte en utilisant la spectroscopie Raman	102
	Figure 4.2	109

4.2	Geological map of the Western Alps showing distribution of RSCM temperatures.	109
4.3	Schematic cross sections in the Central Western Alps	110
4.4	Raman spectra of carbonaceous material (CM) obtained in the various units of the Central Western Alps.	111
4.5	Projection of peak metamorphic temperatures in the Central Western Alps versus latitude. Synthesis of radiometric data versus latitude along the same profile	112
5.1	Geological map of the western Alps showing the location of the cross-sections: 1: Ecors crop cross-sections, 2: from this study showing in Figure 5.2, 5.3 from (Ford <i>et al.</i> 2006).	121
5.2	Structural map of Maurienne valley, and Saint-Jean-de-Maurienne railway project line	122
5.3	Crustal cross section along Chartreuse-Maurienne transversal	126
5.4	Simplified cross section from Saint-Jean-de-Maurienne to Bussoleno tunnel	130
5.5	Timing of tectonic events in Chartreuse to Maurienne cross section	131
5.6	Metamorphism structure map of Maurienne valley	132
5.7	Peak metamorphic temperatures along the Maurienne valley versus latitude	134
5.8	P-T-t paths use for retrochronological reconstructions references are details in Table 5.1.	138
5.9	Peak of metamorphism diagramm of in Briançonnais domain	139
5.10	Retrochronological reconstruction along Chartreuse Maurienne cross section.	143
5.11	144
5.12	145
5.13	146
5.14	147
A.1	Pile géologique du modèle Sapey-Orgère (N.B l'Ecaille notée SOII, correspond à l'unité Modane Chavière).	171
A.2	Corrélations de forages à partir de logs synthétiques fournis par LTF. Nous avons préparé ces données à la modélisation en attribuant à chaque mètre de carottes la formation qu'il représentera dans le modèle.	173

Liste des tableaux

2.1	Synthèse et corrélation des déformations reconnues en zones Dauphinoise, Ultra-Dauphinoise et Subbriançonnaise par Ceriani (2001).R.T : Roseland Trust, F.P : Front Pen- nique, F.H.E : Front Houillier Externe, PA : Plan Axial, S : Schistosité, L : Linéation, Cvt : Chevauchement	38
2.2	Synthèse des déformations observées en Zone Interne Briançonnaise	58
3.1	Unités modélisées et litho-faciès qui les composent. Les «codes formation» peuvent être associés à un ou plusieurs litho-faciès.	80
	Table 1:Sampling Locations	114
	Table 1:Sampling Locations (END)	115
5.1	compilation of available Pressure-Temperature-time-Deformation index from literature along Arc valley-Susa valley.	136

Introduction

Contexte de l'étude

La chaîne des Alpes, et en particulier sa branche franco-italienne, est un objet classique d'études géologiques et un exemple fréquemment utilisé de chaîne de collision. Les données disponibles sont en très grand nombre tant sur le plan géologique que géophysique et les synthétiser est un exercice difficile. On présente souvent ces synthèses sous la forme de schémas d'évolution en coupe ou en carte, qui sont des modèles conceptuels rendant compte d'une partie de cette masse considérable d'observations.

Si l'on considère la chaîne dans son ensemble, on travaille sur un objet d'échelle lithosphérique et le modèle final doit prendre en compte les processus impliquant l'ensemble de la croûte et le manteau supérieur. Pour cela nous disposons de données d'ordre géométrique (terrain, géophysique), cinématique, temporel (biostratigraphie, radiochronologie), sédimentologique (environnements de dépôt) et thermodynamique (conditions de pression et de température). Peu de synthèses de cet ensemble de données géologiques ont été produites récemment pour les Alpes franco-italiennes ou les Alpes suisses. On citera les travaux récents de Dèzes *et al.* (2004) ou Ford *et al.* (2006). Par contre, on dispose de modèles thermomécaniques de la formation de la chaîne (Pfiffner *et al.* 2000 ; Yamato *et al.* 2007) qui en expliquent au premier ordre la structuration et une partie de l'évolution P-T-temps. Cependant, ces modèles doivent être confrontés à la réalité des faits géologiques. Outre l'évolution P-T-temps, la structure finie de la chaîne est la seule observable/testable. Les modèles doivent donc au minimum la reproduire, ce qui est encore difficile pour les modèles numériques.

On sait que la subduction de l'océan ligure, puis de la marge européenne, enfin la collision ont participé à la construction des Alpes. On sait également que des roches ont été enfouies à grande profondeur puis exhumées à la surface pendant cette évolution. Il est donc intéressant de construire un schéma d'évolution de la chaîne en se basant sur les données disponibles, et avec le moins d'a priori mécanique possible. On doit pouvoir dessiner une évolution progressive en coupe en partant d'un stade précoce, au Crétacé par exemple, pour aboutir à la coupe actuelle qui est la seule que nous connaissions avec une certaine précision. Un modèle qui ne montrerait pas les différents stades d'évolution, avec une cohérence géométrique et cinématique tout au long de la formation de la chaîne, ne pourrait pas être considéré comme solide. C'est donc un des objectifs finaux de cette thèse. Il faut reconnaître dès le départ que le fait qu'un modèle soit «dessinable» n'est pas une garantie qu'il soit valable, il est en tout cas meilleur qu'un modèle qu'on ne pourrait pas dessiner.

Ces dernières années, la vallée de l'Arc a fait l'objet de larges campagnes de reconnaissances géologiques destinées au projet d'une future liaison ferroviaire reliant les villes de Lyon (France) et de Turin (Italie).

Lyon Turin Ferroviaire (LTF), chargée des études prévisionnelles, prévoit de percer un tunnel de plus de 53 km entre Saint-Jean-de-Maurienne et Suse, au coeur des Alpes Occidentales.

Les chercheurs du Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM) chargés de la synthèse géologique ont également contribué à caractériser au mieux les structures et les types de roches qui seront traversés par le tunnel. De nombreuses campagnes de terrain ont été menées, plusieurs dizaines de forages ont été implantés (verticaux, horizontaux et obliques), des centaines de milliers de mètres de roche carottés ont été examinés et interprétés, dans le but de proposer une coupe détaillée sur cette transversale jusqu'à la profondeur du tunnel.

Objectifs de ce travail

Le premier objectif a été d'analyser et prédire les structures et discontinuités géologiques susceptibles d'être traversées par le futur tunnel, à partir des données structurales récoltées sur le terrain et via la modélisation géométrique 3D.

Fort des nouvelles données disponibles grâce à ce projet, nous nous sommes proposé d'explorer cette même transversale à une tout autre échelle pour soumettre un modèle de reconstitution géodynamique des Alpes Occidentales. Il intègre la coupe prédictive du projet, les données disponibles dans la littérature mais aussi des travaux analytiques complémentaires détaillés dans ce manuscrit.

Ce travail de thèse s'inscrit dans le cadre d'une collaboration entre LTF, le BRGM, le Laboratoire de Géologie Structurale de l'Université Pierre et Marie Curie, le Laboratoire de géologie de l'ENS et l'Ecole des Mines de Paris.

Organisation du manuscrit

La première partie de ce manuscrit est consacrée à la problématique générale. Tout d'abord une description générale des Alpes Occidentales et une présentation des modèles géodynamiques existant dans la littérature sont présentés. Ensuite nous restreindrons notre champ d'étude à la liaison ferroviaire Lyon-Turin dont la coupe prévisionnelle servira de base à nos travaux de reconstitution.

Dans la seconde partie, nous réaliserons une compilation des phases de déformations connues dans chaque unité structurale traversée par cette coupe, incluant les avancées récentes réalisées par le BRGM dans le cadre de ce projet.

Notre contribution à ces avancées sera présentée au sein d'une troisième partie, comprenant un volet de modélisation 3D pour des secteurs clés de la coupe.

Dans la quatrième partie, nous compléterons les travaux de pétrologie métamorphiques existant, par une analyse via la microspectrométrie Raman de la matière organique présente dans les roches. Cette technique permet d'estimer les températures maximales atteintes dans chacune des unités structurales.

Enfin la cinquième partie sera consacrée à un modèle de reconstitution géodynamique prenant en compte une synthèse spatio-temporelle des événements géologiques relevés sur cette transversale.

Chapitre 1

Problématique générale

Dans cette partie nous présentons une description générale des Alpes occidentales (§. 1.1). Elle est suivie d'un survol des modèles de reconstitutions existant à différentes échelles (§. 1.2). Enfin nous introduirons le projet de tunnel Lyon-Turin (§. 1.3), dont les travaux récents de reconnaissances géologiques apportent des données nouvelles à exploiter pour une précision de l'histoire des Alpes.

1.1 Contexte géologique et structuration globale des Alpes Occidentales

Les Alpes résultent de la collision au Tertiaire des deux plaques lithosphériques, européenne et apulienne, provoquant l'enfouissement, le charriage et la déformation d'unités paléogéographiques contrastées.

1.1.1 Les grandes subdivisions structurales des Alpes Occidentales

Les Alpes Occidentales sont classiquement subdivisées en deux zones structurales majeures, séparées par le Front Pennique (FP). A l'Ouest, les Alpes externes et à l'Est, les Alpes internes (Figure 1.1).

- **Les Alpes externes (ou helvétiques)** sont constituées (1) des chaînes subalpines comportant des roches sédimentaires du Mésozoïque et du Cénozoïque (e.g. les massifs de la Chartreuse et du Vercors) et (2) des Massifs Cristallins Externes comportant des roches du Paléozoïque (e.g. les massifs de Belledonne et du Pelvoux). L'ensemble de ces roches n'a pas été affecté par le métamorphisme alpin.
- **Les Alpes internes (ou penniques)** sont affectées par le métamorphisme alpin avec la zone briançonnaise (continentale), la zone piémontaise (de marge océanique), la zone liguro-piémontaise (d'origine océanique). Pour finir, les zones Austro-alpine et Sud-alpine proviennent de la plaque apulienne.

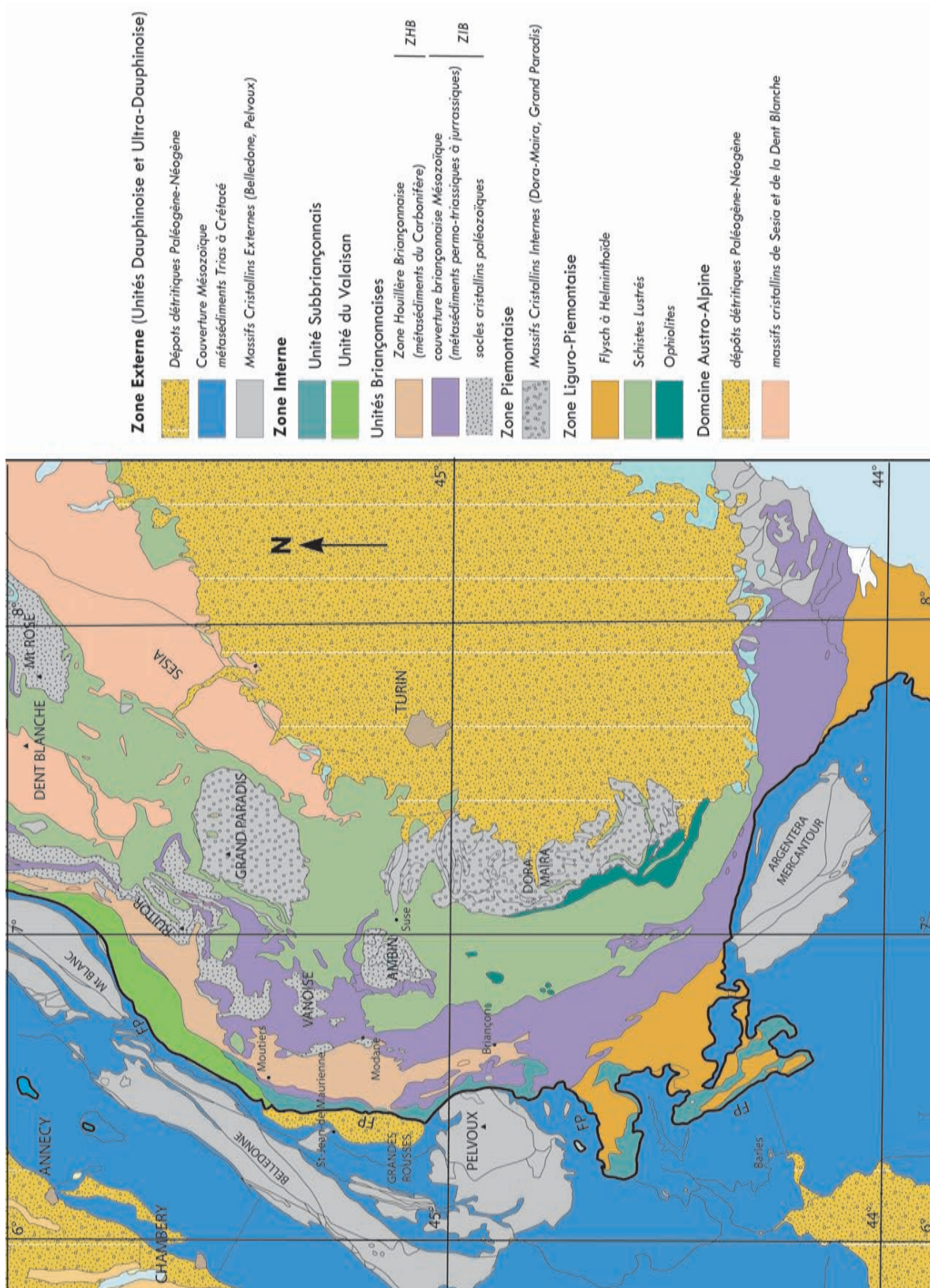


FIGURE 1.1 – Zonéographie des Alpes Occidentales et éléments stratigraphiques. FP : Front Pennique, ZHB : Zone Houillère Briançonnaise, ZIB : Zone Interne Briançonnaise.

Elles comprennent

- le domaine pennique inférieur avec l'Unité du Valaisan disparaissant au Sud de Moûtiers qui est considérée comme la relique d'un "océan" ;
- le domaine pennique moyen est constitué des unités Subbriançonnaise et Briançonnaise. Le bloc briançonnais se subdivise en deux zones, la Zone Houillère Briançonnaise (ZHB, constituée de roches du Carbonifère et du Trias essentiellement) et la Zone Interne Briançonnaise (ZIB, avec les massifs de Vanoise et d'Ambin) ;
- le domaine pennique supérieur, avec les domaines de marge océanique et océanique franche incluant respectivement les Zones Piémontaise (auxquelles on rattache les massifs cristallins internes du Grand Paradis et de Dora Maira) et Liguro-Piémontaise.

Les zones austro-alpine et sud-alpine sont représentées par la Zone de Sesia et la Nappe de la Dent Blanche.

Ces subdivisions correspondent à la fois à un découpage tectonique lié aux chevauchements successifs de ces grands ensembles vers l'Ouest. Ils correspondent aussi à un découpage stratigraphique qui témoigne de leurs origines paléogéographiques contrastées (zones isopiques).

1.1.2 Structuration métamorphique des Alpes

Les Alpes sont également caractérisées par leur structuration métamorphique. Les unités précédemment citées enregistrent des degrés de métamorphisme croissant depuis les zones externes vers les zones internes. Cette évolution des faciès métamorphiques d'Ouest en Est correspond à une augmentation des conditions de pression et de température.

Ainsi, les minéraux constitutifs des roches montrent une évolution croissante des conditions métamorphiques depuis les Alpes externes vers les Alpes internes. Cette évolution métamorphique enregistre un gradient de haute pression - basse température (HP-BT) caractéristique d'un contexte de subduction. Le degré de métamorphisme croissant d'Ouest en Est suggère une subduction vers l'Est (Figure 1.2).

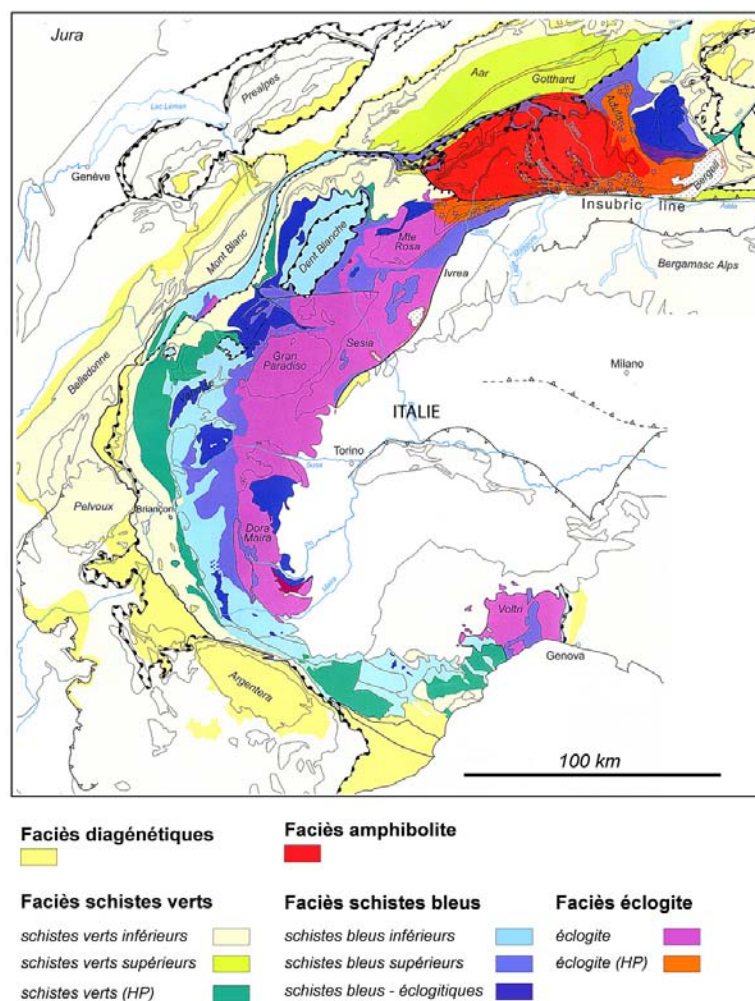


FIGURE 1.2 – Carte des structures métamorphiques des Alpes d'après Goffé *et al.* (2004).

1.1.3 Structure profonde : les principaux réflecteurs sismiques et les anomalies de Bouguer

Les idées concernant la structure profonde de la chaîne ont beaucoup évolué grâce aux données sismiques du programme ECORS-CROP. Le profil Ecors (Figure 1.4) a été de nombreuses fois interprété dans la littérature [e.g. (Bayer *et al.* 1989, 1987 ; Burov *et al.* 1999 ; Nicolas *et al.* 1990 ; Polino *et al.* 1990 ; Roure *et al.* 1996 ; Schmid *et al.* 2004a ; Schmid et Kissling 2000 ; Tardy *et al.* 1999 ; Thouvenot 1996)]. Les divergences existant entre les interprétations résultent de l'incertitude géométrique de larges zones profondes, où les réflecteurs sont très diffus et peu contraignants pour la structure profonde. Ces "plages" diffuses concernent la croûte européenne (zone externe), la zone pennique et le domaine apulien (zone interne).

Les auteurs s'accordent pourtant sur la présence de larges chevauchements crustaux et de prismes d'accrétion d'échelle crustale, confirmant ainsi les anciennes interprétations. Certains réflecteurs restent univoques et font l'unanimité des interprétations (Figures 1.3 et 1.4) :

- **le Moho (base de la croûte continentale)** localisé à environ 35 km de profondeur dans le domaine européen, alors qu'il est très peu marqué pour le domaine apulien. La base de la croûte continentale supérieure et la transition avec la croûte inférieure litée sont bien marquées, à environ 20 km de profondeur du côté européen.
- **les Fronts Pennique et Briançonnais** se suivent sans difficulté vers l'Est jusqu'à environ 10 km de profondeur. Leur prolongement en profondeur a donné lieu à des interprétations diverses.

D'autres types de données géophysiques (anomalie de Bouguer, tomographie) révèlent des variations de densité en profondeur donnant une idée de l'extension des différents ensembles lithosphériques (croûtes supérieure, inférieure, manteau lithosphérique). Ainsi, une anomalie de haute densité, communément appelée **le corps d'Ivrée**, est considérée comme une portion de manteau lithosphérique remontée en sub-surface lors du poinçonnement Apulien [e.g. (Paul *et al.* 2001)].

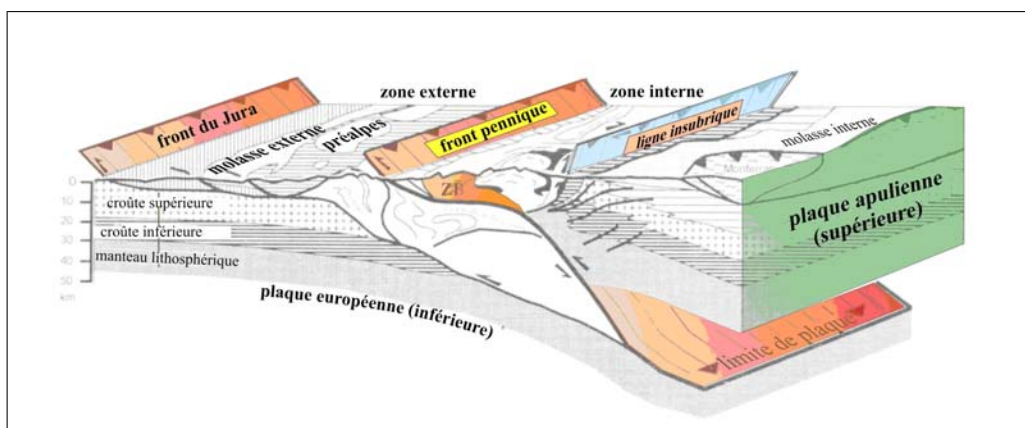


FIGURE 1.3 – Représentation d'un bloc structural selon une interprétation du profil Ecors (Roure *et al.* 1996). Z.B : Zone Briançonnaise, G.P : Grand Paradis.

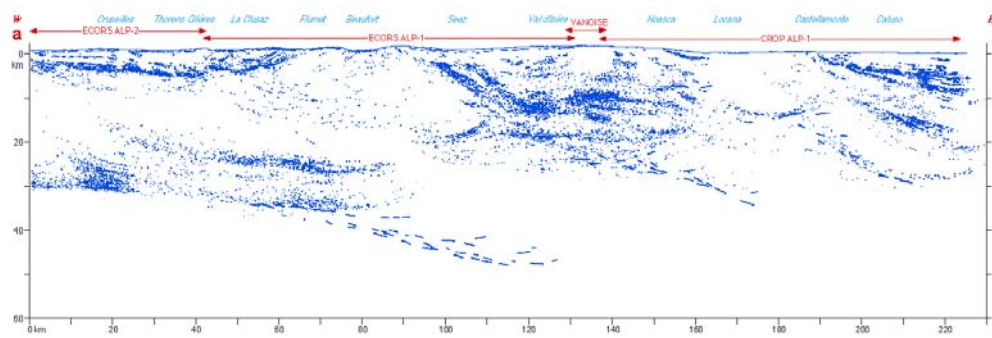


FIGURE 1.4 – Profil Ecors-Crop d'après Roure *et al.* (1996).

1.2 Reconstitution de l'histoire des Alpes

1.2.1 Une problématique ancestrale

Depuis les travaux pionniers de Argand au début du vingtième siècle, de nombreux spécialistes en géologie (e.g. structurale, sédimentologie, géophysique, géochronologie, et des études pétro-métamorphiques), ont contribué à améliorer les bases de données existantes, sans cesse mises à jour depuis plus de 75 ans. Ces travaux ont tous, à des échelles variées, comme objectif de retracer l'évolution spatio-temporelle de la formation de la chaîne.

1.2.2 Les grandes lignes de l'histoire géodynamique alpine

L'histoire de la chaîne alpine ne peut être décrite sans mentionner le premier stade de dislocation de la Pangée amorçant l'ouverture de l'océan Téthys. En effet, si les principaux événements tectoniques aboutissant à l'architecture actuelle de la chaîne sont les conséquences de la convergence des plaques lithosphériques européenne et apulienne, la formation de la Téthys puis de l'océan Ligure décide en grande partie de la distribution des domaines paléogéographiques qui sont autant d'unités tectoniques dans l'architecture finale.

1.2.2.1 Rifting intra-continental de la Pangée et expansion océanique de l'océan Ligure (~220-110 Ma)

La Pangée est, à la fin de l'ère primaire, une zone aplanie suite à l'érosion des reliefs hérités de l'orogène hercynien. Le début du cycle alpin est marqué par la mise en place de dépôts continentaux permo-triasiques en discordance sur un substratum paléozoïque et évoluant progressivement vers des dépôts d'environnement marins francs au Trias moyen. Ainsi à la fin du Trias, un très jeune bassin marin commence à se développer entre une marge européenne au NW et une marge adriatique (ou sud-alpine) au SE. C'est au Lias que les domaines paléogéographiques connus à l'actuel commenceraient à s'individualiser. En effet, l'extension intra-continentale s'intensifiant, elle provoque la mise en place de blocs crustaux limités par de grandes failles normales permettant l'individualisation d'environnements de bassins et hauts fonds (géométries de blocs basculés). Ce n'est qu'à la fin du Jurassique moyen que l'expansion océanique s'amorce avec l'ouverture presque simultanée de l'océan Atlantique Central et de l'océan Ligure (Téthys alpine). Cette expansion se prolonge jusqu'au milieu du Crétacé (110 Ma) et constitue un large domaine océanique alpin où se dépose une épaisse série de sédiments pélagiques à forte composante détritique, les futurs Schistes Lustrés, au-dessus des dépôts du Malm.

1.2.2.2 L'étape alpine

La transition entre l'expansion de l'océan ligure et sa fermeture se produit au cours du Crétacé supérieur (dans l'intervalle 115-80 Ma) et marque le début de la phase "Alpine".

Subduction océanique

La rotation de l'Afrique, après la phase de divergence, conduit à une fermeture progressive du domaine téthysien à partir du Crétacé supérieur. Les données magnétiques océaniques indiquent le début de la convergence entre 120 et 83 Ma. Il en résulte un rétrécissement de l'océan liguro-piémontais par subduction de sa lithosphère océanique sous la plaque continentale apulienne : c'est le stade de subduction océanique. La marge continentale apulienne passive devient ainsi une marge active au-dessus du plancher océanique et des

schistes lustrés en subduction. Aussi, au début de l'ère tertiaire [autour de 60-55 Ma, Agard *et al.* (2001)] un prisme océanique essentiellement constitué de Schistes Lustrés se forme entre les deux plaques lithosphériques convergentes (Polino *et al.* 1990 ; Schwartz 2002). Le gradient de pression vers l'Est enregistré dans les roches océaniques métamorphisées résulte de cette asymétrie de la subduction.

Subduction continentale

Ce n'est qu'à l'Eocène (vers 45 Ma) que le plancher océanique est considéré comme totalement résorbé sous la plaque apulienne et que le bloc continental Briançonnais aminci rentre dans la zone de subduction. Pendant ce temps, les Schistes Lustrés remontent progressivement à la surface. Tout au long de l'Eocène, le domaine briançonnais subducté va progressivement remonter en surface formant un prisme d'accrétion au front duquel se développe un bassin d'avant-pays. Ce bassin est simultanément alimenté et résorbé par l'avancée des nappes successives. A la fin de l'Eocène (~36 Ma), ce domaine d'avant-pays atteint le domaine ultra-dauphinois à l'avant du Front Pennique.

Collision continentale

C'est de la transition oligo-miocène (~30-25 Ma) que l'on date le début de la collision continentale. Lorsque le domaine Dauphinois rentre dans le prisme orogénique, les domaines Briançonnais et Piémontais (massif de Dora-Maira) sont déjà remontés à la surface et subissent rapidement les premiers signes d'extension syn-orogénique qui accommode l'exhumation. La convergence des plaques lithosphériques ralentit progressivement. Compte tenu de l'épaisseur de la croûte européenne en domaine Dauphinois, celle-ci résisterait à l'enfouissement dans la zone de subduction. L'accrétion continue pourtant à se propager dans les domaines externes créant les chaînes subalpines (Vercors - Chartreuse). Vers 15 Ma le Front Pennique est repris en extension alors que la déformation se propage dans les Massifs Cristallins Externes. La transition mio-pliocène (4-5 Ma) correspond au développement des bassins d'avant-pays des chaînes subalpines (bassin de Valence) alors qu'un régime d'extension régit la tectonique des zones internes de la chaîne alpine.

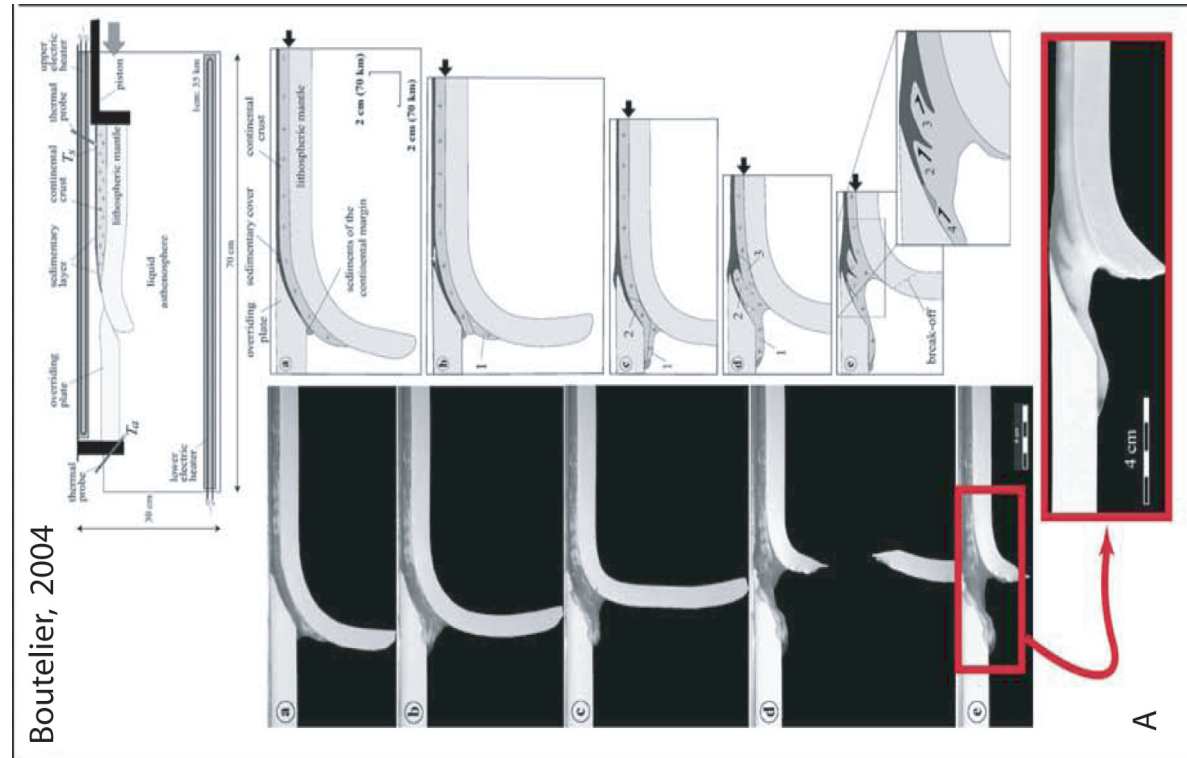
1.2.3 Modélisation géodynamique

1.2.3.1 La modélisation à grande échelle : *via* le numérique et l'analogique

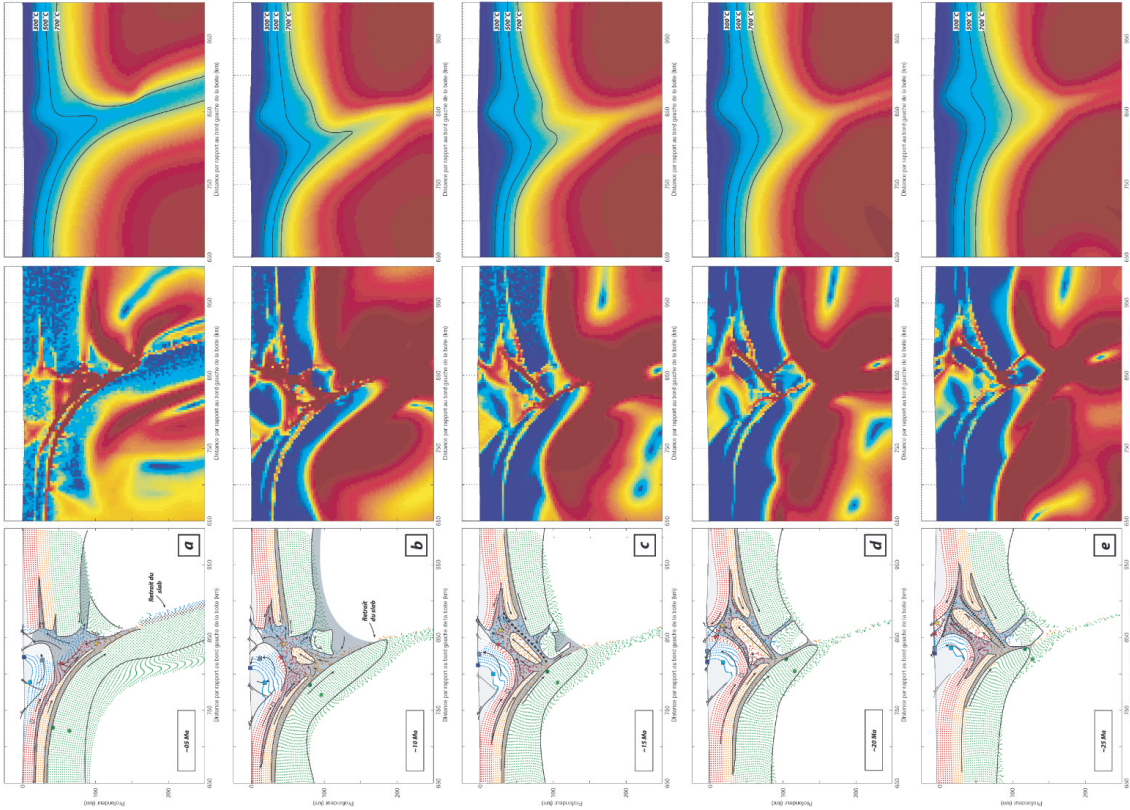
Aujourd'hui nous savons que la plupart des systèmes convergents sont régis par des processus s'apparentant à la subduction. Dans ce cadre, l'exhumation des roches de haute pression peut être expliquée par plusieurs mécanismes rendant compte de la structuration crustale et métamorphique actuelle des chaînes de montagne (cf. compilations des principaux mécanismes d'exhumation dans la littérature [e.g. (Agard *et al.* 2008 ; Labrousse 2001 ; Platt 1986, 1993 ; Raimbourg 2005 ; Yamato 2006)]).

Les méthodes de modélisations analogiques (Figure 1.5a) comme les travaux de Bonnet (2007), pour les prismes d'accrétion et de (Boutelier 2004 ; Chemenda *et al.* 2000a,b, 1996, 1995) pour la subduction et l'exhumation) et numériques d'après la revue bibliographique de Yamato (2006) intègrent les paramètres rhéologiques, mécaniques et thermomécaniques de la lithosphère pour simuler les processus géodynamiques à très grande échelle. Récemment, Yamato (2006) propose de mieux contraindre ces modèles en comparant les chemins P-T-t suivis par les roches métamorphiques naturels à ceux extraits des modèles (Figure 1.5b).

Si ces méthodes sont idéales pour donner une idée assez précise de l'évolution géométrique (thermique et mécanique) de la lithosphère dans un contexte de convergence à très grande échelle, elles ne peuvent pas



(a)



Yamato, 2006

(b)

FIGURE 1.5 – Aperçus de deux types de modèles thermomécaniques. A. une modélisation analogique (Boutelier 2004). B. une modélisation numérique (le cas des Alpes, (Yamato 2006) avec de gauche à droite : la position des principaux massifs, le taux de déformation, la structure thermique.

encore produire des reconstitutions à des échelles plus fines, qui rendraient compte de la géométrie des unités structurales qui constituent l'architecture des Alpes.

1.2.3.2 Les modélisations conceptuelles

De multiples représentations graphiques de l'évolution de l'histoire des Alpes ont été réalisées "à la main", à des échelles variées et le long de transversales alpines dont les niveaux de détails peuvent être très variables.

Il existe sur l'arc alpin des exemples de reconstitution (liste non exhaustive) :

- pour les Alpes centrales (Suisse) avec Schmid *et al.* (1996) ;
- pour les Alpes Occidentales le long du profil Ecors-Crop avec Schmid et Kissling (2000) et Dèzes *et al.* (2004) (Figure 1.6) ;
- pour le Sud-Ouest des Alpes Occidentales avec Ford *et al.* (2006) qui intègrent à la fois les données tectono-métamorphiques récentes (chemins P-T-t des principaux massifs) et une évaluation spatio-temporelle de la position successive des bassins d'avant-pays au cours de l'histoire des Alpes (c.f. Figure 1.6 A, B, C).

Comme précédemment, ces reconstitutions sont synthétiques à l'exception des très grands massifs comme le Grand Paradis ou encore le massif de Belledonne ; les principaux massifs qui constituent ces transversales ne sont pas différenciés.

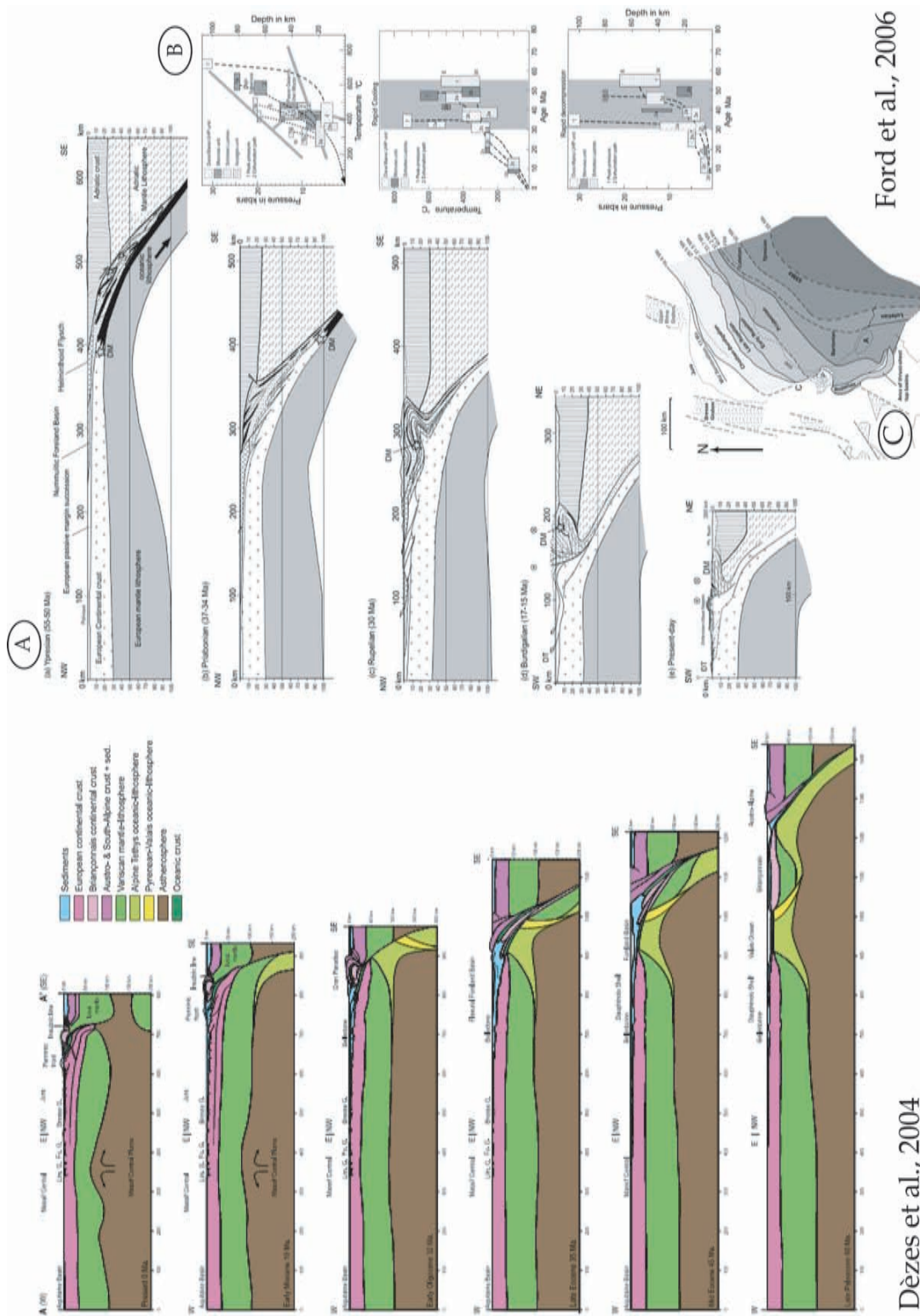


FIGURE 1.6 – Aperçus de reconstitutions conceptuelles à l'échelle crustale pour l'évolution géodynamique des Alpes Occidentales. A gauche, un modèle paléopastique le long du Profil Ecors étendu jusqu'au Massif Central (Dèzes *et al.* 2004). A droite, une reconstruction géodynamique du Sud-Ouest des Alpes Occidentales (Ford *et al.* 2006). Cette reconstitution (A) se base sur les données P-T-t existantes (B) et sur une évaluation spatio-temporelle de la position successive des bassins d'avant-pays au cours de l'histoire des Alpes (C).

1.2.3.3 Problématique de ce travail

Comme nous venons de le présenter, l'évolution de l'orogène Alpin est un cas généralement bien connu. Il existe des modèles de reconstitutions conceptuelles assistées par des méthodes de simulations numériques et analogiques pour les approches de très grande échelle. Cependant, les coupes utilisées sont généralement limitées à une représentation schématique des principaux secteurs (Subalpin, Dauphinois, Ultra-Dauphinois, Briançonnais, Liguro-Piémontais, etc.) et ne permettent pas de reconnaître les principales structures et les principaux massifs traversés.

L'objectif de ce travail est de proposer un modèle de **reconstruction des Alpes Occidentales à un niveau de détail tel qu'il puisse reproduire la structure actuelle à l'échelle des massifs**. Pour cela nous choisissons une transversale qui soit **bien contrainte structuralement**. La transversale concernée est située le long de la vallée de l'Arc (en Maurienne) et correspond au tracé du futur **projet de liaison ferroviaire Lyon-Turin**. Ce secteur a fait l'objet de nombreuses reconnaissances géologiques (cf. chap. 2) et **une coupe géologique détaillée est maintenant disponible** (cf. Figure 1.10). Nous prolongons celle-ci jusqu'au domaine subalpin de la Chartreuse d'après les travaux de Philippe (1995).

Notre modèle sera basé, d'une part sur les structures géologiques de cette transversale transposée à une échelle crustale, d'autre part, il devra être construit rétro-chronologiquement en fonction de l'évolution spatio-temporelle des déformations et des conditions P-T (cf. chap. 5). Pour cela le travail de terrain réalisé dans le cadre de la construction de la coupe prévisionnelle du tunnel a été utilisé afin de préciser la structure de certains secteurs encore mal compris. De plus, un travail d'estimation P-T a permis de mieux contraindre les pics de métamorphisme atteints le long de cette transversale et de compléter les estimations P-T-t existantes (cf. chap. 4).

1.3 Le projet "Lyon-Turin" : notre cas d'étude

1.3.1 Introduction

Dans le cadre du développement des réseaux ferroviaires trans-européens depuis Lisbonne (Portugal) jusqu'à Kiev (Ukraine), le projet de tunnel " Lyon-Turin " est le maillon incontournable pour relier l'Europe de l'Ouest à l'Europe méridionale (Figure 1.7).



FIGURE 1.7 – Le projet " Lyon-Turin " s'intègre dans un contexte de développement et d'harmonisation de l'espace ferroviaire européen (Source des images : LTF).

Cette nouvelle liaison devrait, d'ici 2030, nous permettre d'atteindre le cœur de l'Italie en 1 h 45 depuis Lyon, contre les quatre heures nécessaires actuellement. L'itinéraire de ce projet se découpe en trois tronçons (Figure 1.8) :

- une partie française entre Lyon et Saint-Jean-de-Maurienne, dont l'itinéraire dans le Bas-Dauphiné reste à préciser, et deux tunnels successifs traversant les massifs de la Chartreuse (domaine subalpin) et de Belledonne (massif cristallin externe) ;
- une partie commune franco-italienne entre Saint-Jean-de-Maurienne et Bussoleno est composée de deux tunnels : le tunnel de base sur 53 km et le tunnel de Bussoleno sur environ 12 km.
- une partie italienne avec un tunnel destiné au transport du fret (tunnel de Gravio-Musine), tandis que le transport des voyageurs conserve sa configuration actuelle.

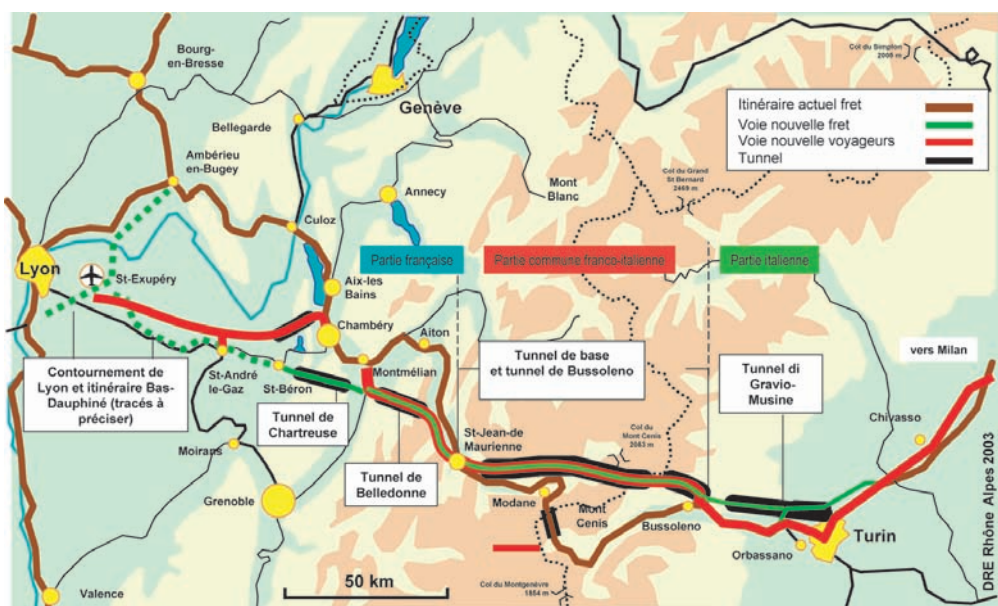


FIGURE 1.8 – Tracé du projet ferroviaire Lyon-Turin. L'itinéraire routier, Lyon-Turin actuel est tracé en marron. Le futur itinéraire par voie ferrée est tracé en vert. Ce dernier, traversera deux tunnels en zone externe des Alpes (les tunnels de Chartreuse et de Belledonne), le tunnel de base (Saint-Jean-de-Maurienne à Suze) et le tunnel de Bussoleno en partie franco-italienne. Enfin, l'itinéraire se terminera en partie italienne via le tunnel de Gravio-Musine. Source de l'image, LTF.

1.3.2 Travaux de reconnaissances géologiques en vallée de la Maurienne-Suze (partie franco-italienne)

Le projet " tunnel de base " de la partie franco-italienne traverse le coeur des Alpes Occidentales, sur plus de 53 km, à environ 500 m de profondeur et recoupe transversalement la plupart des unités géologiques témoins de l'histoire des Alpes internes depuis Saint-Jean-de-Maurienne jusqu'à Suze (Italie).

Depuis 1990, Alpetunnel GEIE, puis L.T.F "Lyon-Turin Ferroviaire" sont en charge des études d'avant-projet et des travaux de reconnaissance pour la partie commune franco-italienne. L'objectif premier est de contraindre au mieux les ensembles géologiques qui seront traversés par le projet et de produire les documents nécessaires (par exemple des coupes géologiques prévisionnelles) qui permettront d'aider au suivi des travaux de percement des tunnels.

Depuis lors, de nombreuses campagnes de reconnaissances géologiques ont été engagées par LTF, contribuant à l'acquisition d'une base de données considérable, sans cesse remise à jour et réinterprétée en fonction de l'avancée des travaux.

Ainsi, la vallée de la Maurienne a bénéficié de nombreuses expertises de terrain, couplées à des reconnaissances par forages, des reconnaissances sismiques (Monin 1998) et enfin des reconnaissances en puits et galeries.

Au cours des années 2005 à 2007, le BRGM sous contrat avec LTF, a réalisé la synthèse géologique de la vallée de la Maurienne et réactualisé la coupe prévisionnelle du tracé du tunnel de base (côté français). Ainsi, la vallée de l'Arc a fait l'objet de nouvelles campagnes de terrain impliquant de nombreux intervenants de la profession des géosciences, entre autres :

- GEODATA (Turin, Italie) s'est chargé des synthèses et coupes prévisionnelles de la partie italienne.
- Le B.R.G.M et A.N.T.E.A (Orléans, France) ont été chargés, pour la partie française, de l'harmonisation et de l'homogénéisation des cartes géologiques existantes et des forages ainsi que de nouvelles expertises géologiques pour la réalisation d'une nouvelle coupe prévisionnelle.
- Les universités et Ecoles (e.g. Université de Chambéry, Grenoble, Savoie, Lyon, Ecole des Mines et Université Paris 6).

1.3.3 Coupes prévisionnelles du tunnel de base

Parmi les documents délivrés à LTF dans le cadre de la synthèse géologique pour le projet Lyon-Turin Baudin *et al.* (2006a), la principale réalisation du BRGM est la coupe prédictive du tracé du tunnel (Baudin *et al.* 2006b). Elle a été redessinée à partir de précédentes versions (Menard et Sacchi 2000), en intégrant les nouvelles interprétations réalisées au cours des derniers travaux de reconnaissance.

Notre contribution à ces travaux s'est réalisée en collaboration avec le B.R.G.M, sur le terrain, et s'est concrétisée par la réalisation de modèles géométriques 3D, dans les secteurs suivants :

- le " Massif de la Croix des Têtes " en Zone Subbriançonnaise (cf. § 3.6).
- le secteur de "Sapey-Orgère" aux alentours de Modane (cf. § 3.5) Ces modèles (présentés au chap. 3) ont été réalisés à l'aide du géomodeleur Edit 3D (BRGM-Intrepid-geophysics).

La complexité et la taille de cette coupe étant importante, nous vous proposons en (Figure 1.10) une version simplifiée de celle-ci, pour une lecture plus aisée.

Le chapitre suivant (chap. 2) sera consacré à la description des formations et déformations rencontrées le long de cette coupe.



FIGURE 1.9 – Légende de la Figure 1.10.

WNW

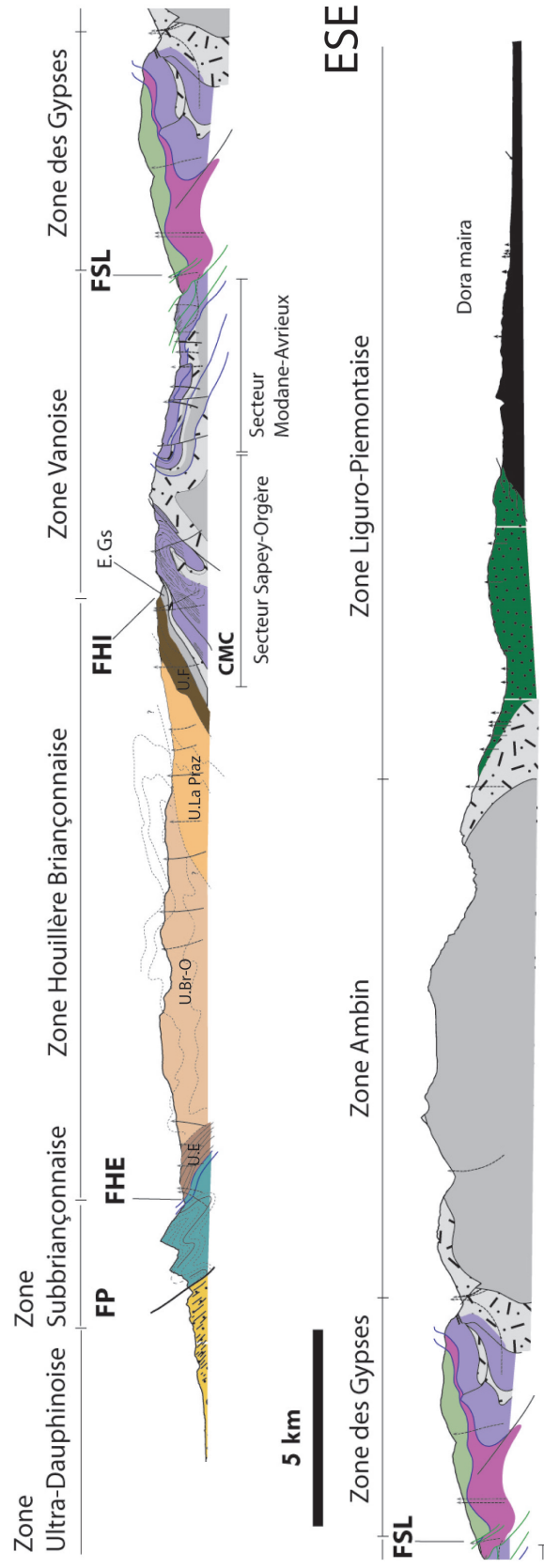


FIGURE 1.10 – Coupe prévisionnelle sur le tracé du futur tunnel de base, simplifiée d'après les derniers travaux de reconnaissance [Avant Projet de Référence, LTF, Baudin *et al.* (2006b)]. FP : Front Pennique, FHE : Front Houiller Externe, FHI : Front Houiller Interne, CMC : Cicatrice Modane-Chavière (Ellenberger 1958), E. Gs : Ecaille des Gneiss du Sapey, FSL : Front des Schistes Lustrés. En Zone Houillère Briançonnaise sont distinguées les unités; U.Br-O : Unité de Brequin-Orelle, U. La Piaz : Unité de la Piaz, U.F : Unité des Fourneaux. Pour la localisation du tracé de la coupe, cf. Figure 2.1.

Chapitre 2

Synthèse géologique de la vallée de la Maurienne : *Etat de l'Art*

Dans cette partie nous proposons une revue des unités rencontrées le long de la vallée de l'Arc, résumant pour chacune d'elles les formations lithologiques et les déformations rencontrées. Cette revue bibliographique inclura les nouvelles observations réalisées par le BRGM dans le cadre des nouveaux travaux de reconnaissances pour la future liaison transalpine reliant les villes de Lyon et Turin. Une synthèse de ces déformations est disponible sous la forme de tableaux (cf. tableau 2.1, p. 38 et tableau 2.2, p. 58)

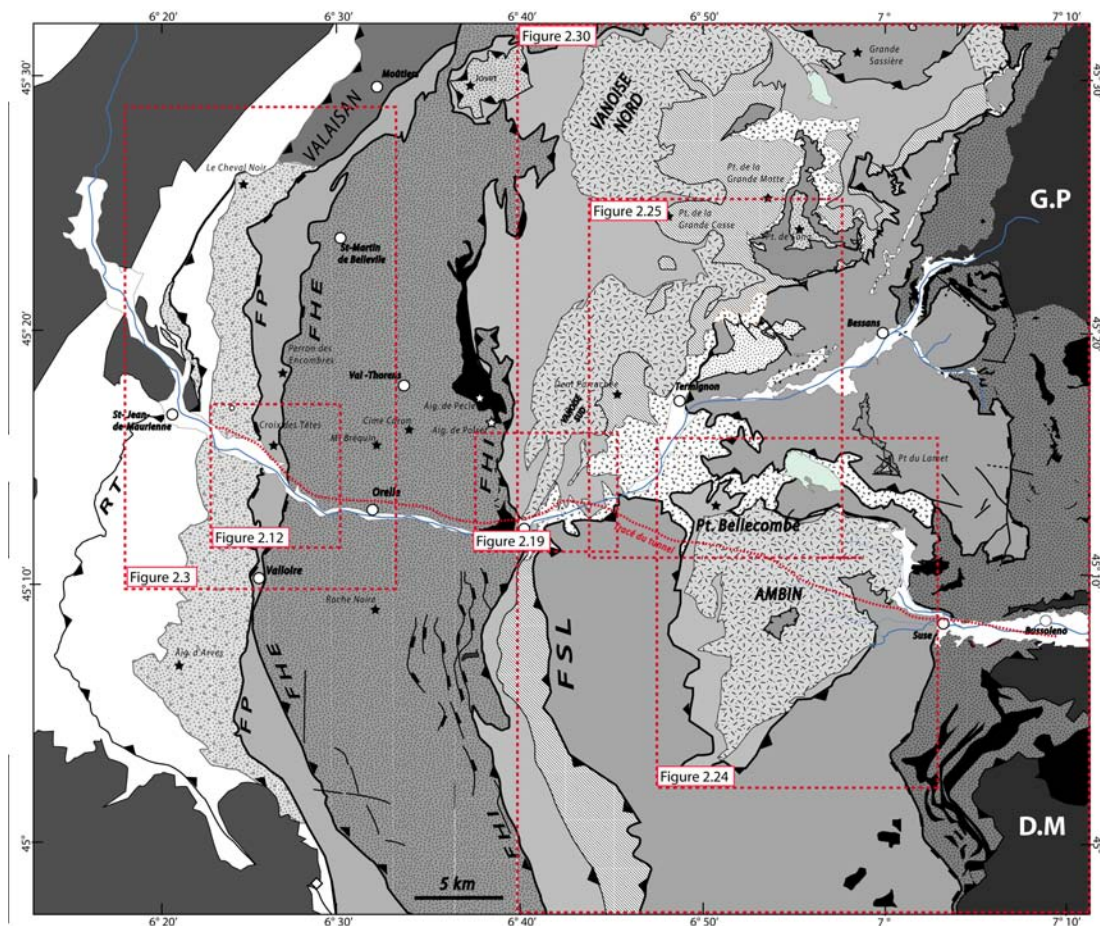


FIGURE 2.1 – Schéma structural de la vallée de la Maurienne avec localisation des cartes présentées dans ce chapitre.

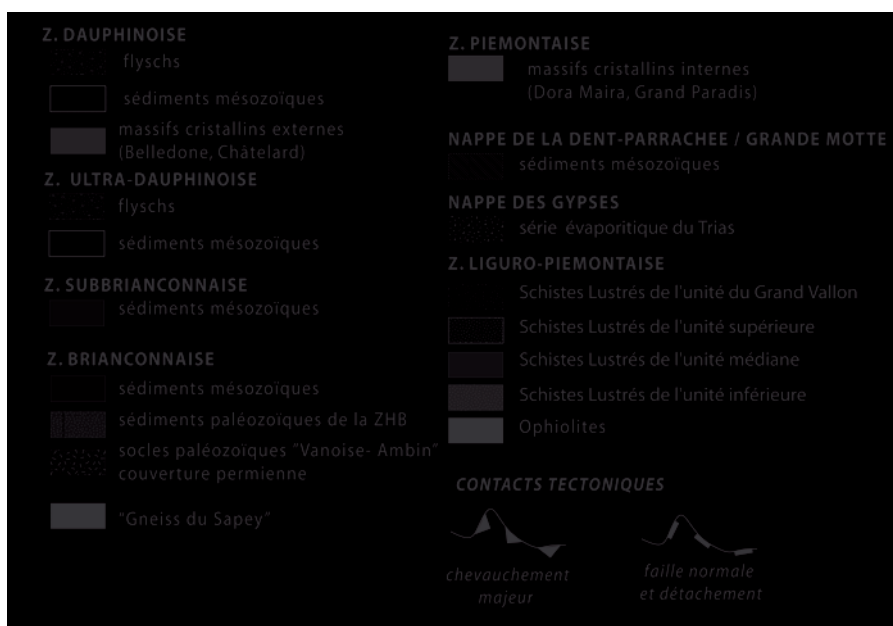


FIGURE 2.2 – Légende de la Figure 2.1.

2.1 Zone Dauphinoise

2.1.1 Présentation générale

A l'échelle des Alpes Occidentales, la Zone Dauphinoise est représentée par une épaisse série (plus de 4 km) d'âge triasique à crétacé supérieur. Cette série s'est déposée sur un substratum d'âge paléozoïque équivalent aux massifs cristallins externes (i.e. massif de Belledonne), aujourd'hui surélevés par la tectonique alpine. Des décollements régionaux et fréquemment localisés dans les niveaux évaporitiques du Trias supérieur provoquent des empilements de nappes tectoniques qui sont à l'origine de la mise en place des chaînes subalpines (chaîne du Vercors et Chartreuse). Au front de la Chartreuse un bassin d'avant-pays est alimenté par des flyschs oligo-miocènes qui permettent d'attribuer cet âge à la mise place de la chaîne.

La surrection du massif de Belledonne est attribuée au fonctionnement d'une rampe crustale connectée à l'Ouest aux décollements de base du massif de la Chartreuse (Philippe 1995)

A l'Est de la retombée orientale du massif de Belledonne est représenté par le massif du Grand Châtelard. En rive droite de l'Arc, une succession de structures extensives (en demi-graben) contemporaines du rifting de l'océan alpin (Jurassique inférieur à moyen) affecte le socle. Il affleure par inversion tectonique des failles normales qui deviennent des surfaces de chevauchement lors de la compression alpine qui affecte la couverture mésozoïque et tertiaire sur-jacente.

Les larges falaises reconnaissables dans le paysage dauphinois (Figure 2.4) sont constituées de calcaire nummulitique éocène et décollées aux niveaux de schistes liasiques sous-jacents (Barbier 1948).

2.1.2 Description des déformations

Cette zone n'a pas fait l'objet de reconnaissances en géologie structurale pour le projet de tunnel (puisque celui-ci ne traverse pas les massifs cristallins externes). Nous proposons donc ci-dessous nos propres observations afin de compléter l'étude structurale de la vallée de la Maurienne.

Le secteur oriental du domaine dauphinois révèle des structures qui traduisent individuellement une cinématique vers l'W-NW. Cette direction de mouvement s'exprime dans tous les litho-faciès rencontrés, depuis le socle paléozoïque jusqu'aux calcaires éocènes (Figure 2.5). A la base de la couverture, le Trias est resté adhérent sur son socle et déformé par des plis de vergence ouest, tandis que des décollements se produisent un peu plus haut dans le Lias et l'Eocène (cf. Figure 2.6).

Des traces d'une superposition de structures apparaissent localement dans l'Eocène nummulitique (Figure 2.7). Néanmoins, cette observation reste ponctuelle et une étude plus poussée dans la série éocène de ce secteur devrait être faite pour expliquer cette interférence. Elle pourrait mettre en évidence la succession de deux phases séparées ou au contraire un continuum de cisaillement vers l'W-NW, déformant le socle et la couverture depuis la base (Trias) jusqu'au sommet (Eocène nummulitique). Quelque soit la réalité cette (ou ces) phase(s) affecte(nt) la série éocène, ce qui lui vaut un âge syn- à post-éocène.

Aussi, compte tenu de l'échelle d'étude qui sera utilisée par la suite dans nos reconstitutions et de la concordance des mouvements vers l'W-NW que décrivent les structures rencontrées jusqu'ici, nous considérerons la présence d'une seule phase suivant en cela Ceriani (2001) (cf. Table 2.1, p.38).

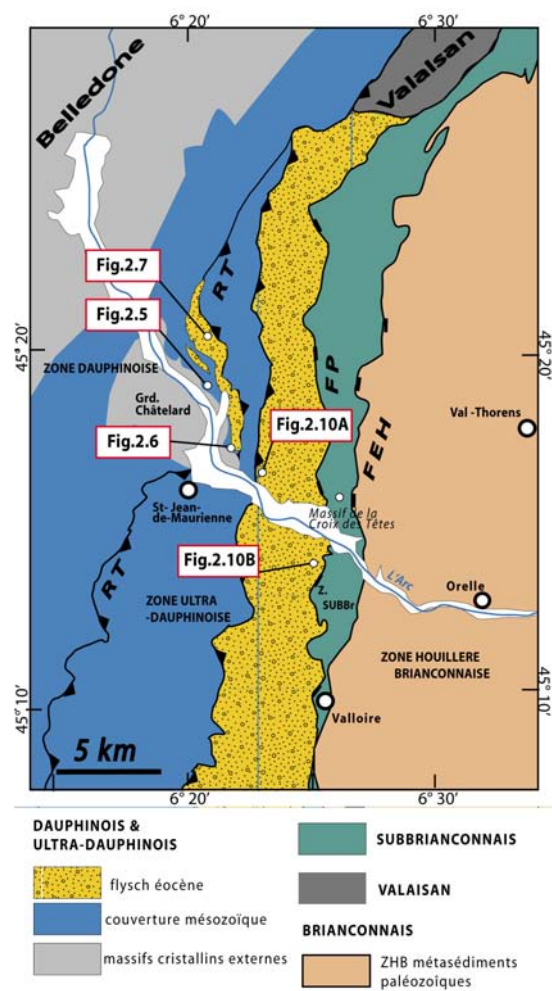


FIGURE 2.3 – Schéma structural de la zone Dauphinoise (secteur concernant le projet de tunnel) et localisation des éléments discutés ci-après.

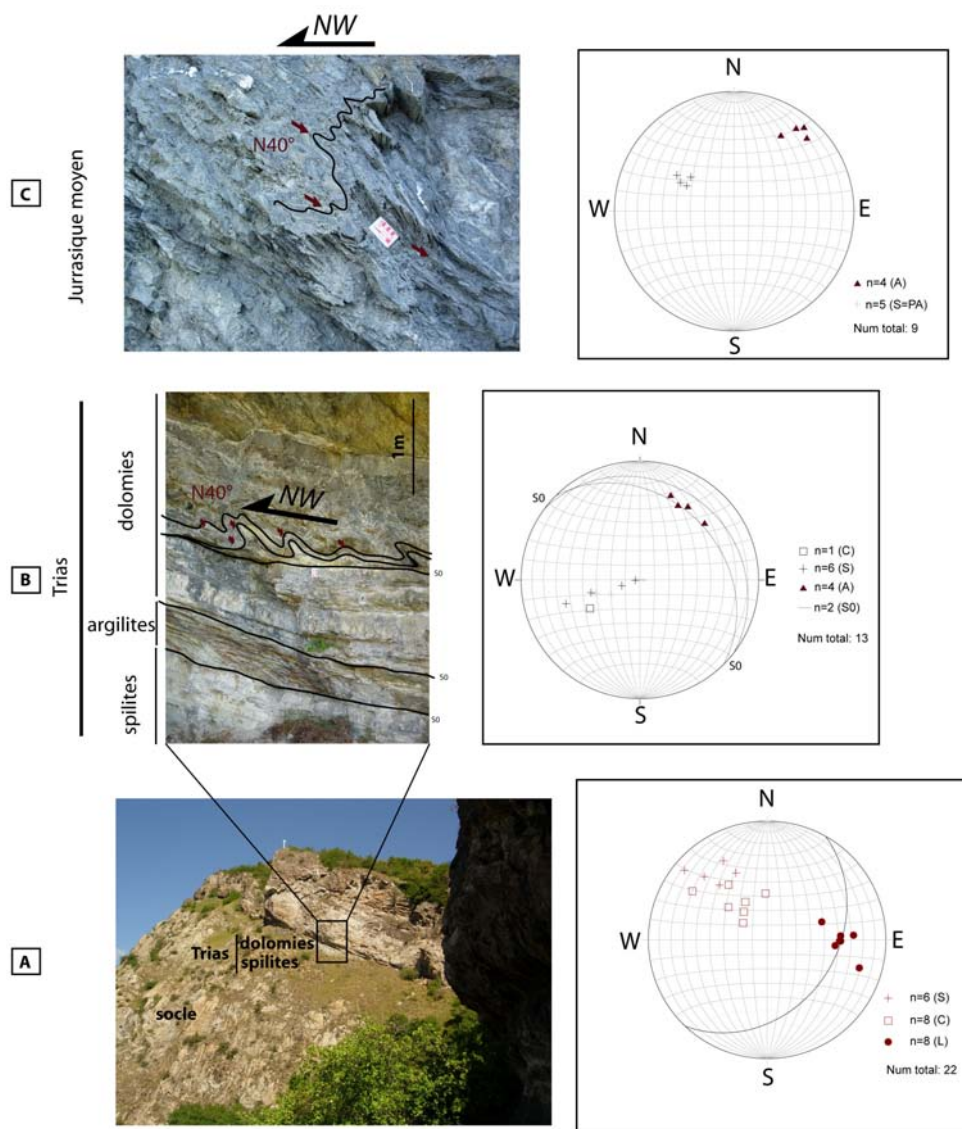


FIGURE 2.5 – Cinématique vers l’W-NW dans les lithofaciès de la zone Dauphinoise. Les stéréogrammes sont en projection polaire sur l’hémisphère inférieur. C : cisaillement (carré), S : schistosité associée (croix), PA : Plan Axial, L : linéation d’étirement (rond), axe de pli (triangle). 4-A : Dans le socle : des structures C/S associées à une linéation d’étirement orientée N 110° et suggèrent une cinématique vers le W-NW. 4-B : Les dépôts triasiques (cf. dolomie) montrent des plis d’axes N40° à N60° déversés vers l’Est. 4-C : Au sein des calcschistes du Jurassique Moyen, les plis de schistosité de plan axial sont déversés et orientés dans les mêmes directions que (B). Voir Figure 2.3 pour localisation.

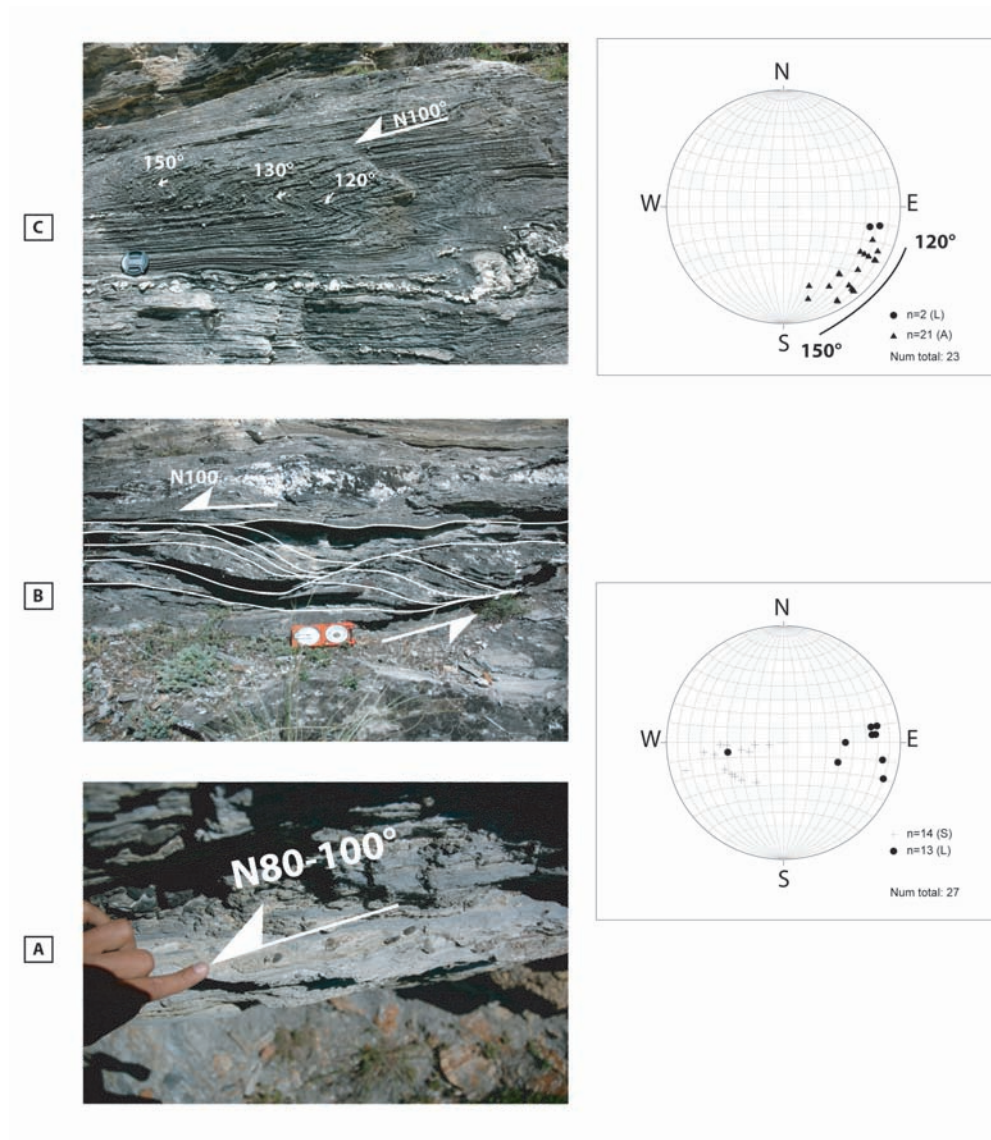


FIGURE 2.6 – Cinématique vers l’W-NW dans les calcaires nummulitiques éocènes et les structures associées. Les stéréogrammes sont en projection polaire sur l’hémisphère inférieur. C : cisaillement (carré), S : schistosité associée (croix), PA : plan axial, L : linéation d’étirement associée (rond), axe de pli associé (triangle). A : linéation d’étirement N80°-100° à la base des dépôts de flysch. B : structures C/S, top W-NW et une linéation d’étirement N°100 associée à des indicateurs cinématiques (plis déversés, bandes de cisaillement, veines cisailées asymétriques). C : plis d’entraînement associés aux structures précédentes. Les axes varient progressivement depuis l’intérieur (N120°) vers l’extérieur du pli (N150°) et montrent les caractéristiques de plis formés et réorientés par le cisaillement. Voir Figure 2.3 pour localisation.

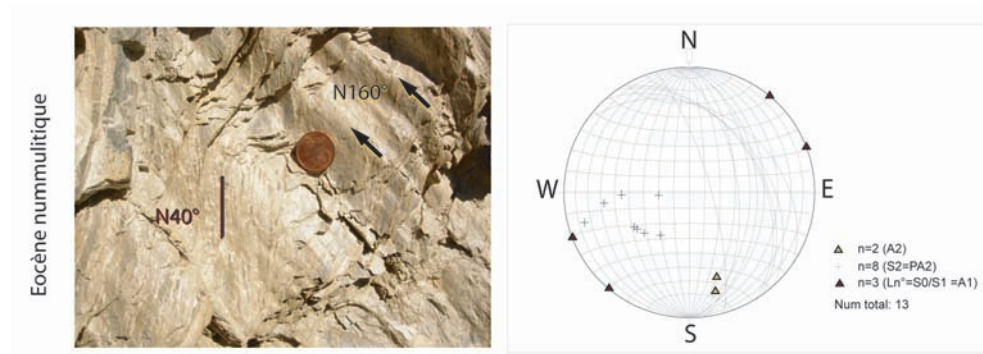


FIGURE 2.7 – Superposition de phases localement dans l'Eocène nummulitique, une linéation d'intersection à $N40^\circ$, pouvant être associée aux structures décrites en Figure 2.5, est déformée par des plis d'axes $N160^\circ$. Les stéréogrammes sont en projection polaire sur l'hémisphère inférieur. S : schistosité (croix), L : linéation d'étirement (rond), A : axe de pli (triangle). Les numéros 1 et 2 correspondent à la chronologie des événements, 1 : pour l'événement associé à la linéation $N40^\circ$, 2 : pour l'événement associé à la linéation $N160^\circ$. Voir Figure 2.3 pour localisation.

2.2 Zone Ultra-Dauphinoise

2.2.1 Présentation générale

La Zone Ultra-Dauphinoise est délimitée à l'Ouest par le chevauchement de Roselend (RT) (Ceriani 2001) et à l'Est par le Front Pennique (FP, ou Front du Subbriançonnais), voir Figure 2.3. Elle est majoritairement représentée par une épaisse série de flyschs priaboniens (Eocène supérieur, 37-34 Ma), déposée sur un substratum mésozoïque. Ce dernier semble fortement écaillé, comme peuvent en témoigner cartographiquement les redoublements de la couverture mésozoïque.

La série de flysch éocène affleure de part et d'autre de l'Arc sur une large bande subméridienne. Elle est constituée de plusieurs types lithologiques depuis des niveaux conglomératiques (à l'Est) jusqu'à des niveaux plus schisto-gréseux (à l'Ouest) (Figure 2.8).

2.2.2 Description des formations

Ces flyschs éocènes correspondent aux produits de démantèlement des domaines penniques frontaux au cours de leur migration vers l'W. La succession des dépôts décrite récemment par Callec et Baudin (2007) sur la transversale montre depuis la base jusqu'au sommet les formations suivantes :

- **Le flysch gréseux et les conglomérats de base "e7Cg"** présentent des éléments hétérométriques (centimétriques à plurimétriques) et polygéniques, issus du substratum mésozoïque sous-jacent (Jurassique, Lias) mais aussi de domaines cristallins (galets arrondis) enrobés dans une matrice gréso-carbonatée.
- Ils sont suivis de faciès marquant l'approfondissement du bassin d'avant-pays avec successivement : le **flysch calcaire "e7C"**, le **flysch gréseux "e7G"** intercalé dans le **flysch schisteux "eFS"**. Les compositions lithologiques de ces faciès sont détaillées en Figure 2.9.
- **Le flysch schisto-gréseux "eFsg"** est un faciès riche en éléments détritiques hétérogènes et olistolithes. Cet olistostrome est principalement constitué de blocs crétacés, d'origine subbriançonnaise et/ou briançonnaise et marque les derniers stades de comblement du bassin finalement scellés par le chevauchement de la Zone Subbriançonnaise par l'intermédiaire du Front Pennique.

2.2.3 Description des déformations dans le flysch Eocène

Les études structurales détaillées sur le flysch Priabonien (flysch du "Cheval Noir") ont été effectuées principalement au Nord de la vallée de l'Arc (Ceriani 2001 ; Martines-Reyes 1980). La disposition générale du flysch est partout assez régulière avec un pendage moyen de 30° vers l'Est.

Une déformation, $D2_{ext}$ (2ème phase régionale d'après Ceriani (2001) cf. Tableau 2.1, p. 38), montre des plis isoclinaux associés à des critères d'étirement N-S. Ces étirements ont été observés, en rive droite de l'Arc, dans le flysch conglomératique de base "e7Cg" (Figure 2.10-A) et en rive gauche, dans les flyschs gréseux terminaux "eFSg" (Figure 2.10-B).

Comme l'avait proposé Eisbacher (1991) avant lui, Ceriani (2001) interprète ces étirements N-S comme résultant de mouvements décrochants du Front Pennique, au Priabonien. Nos observations (Figure 2.10)

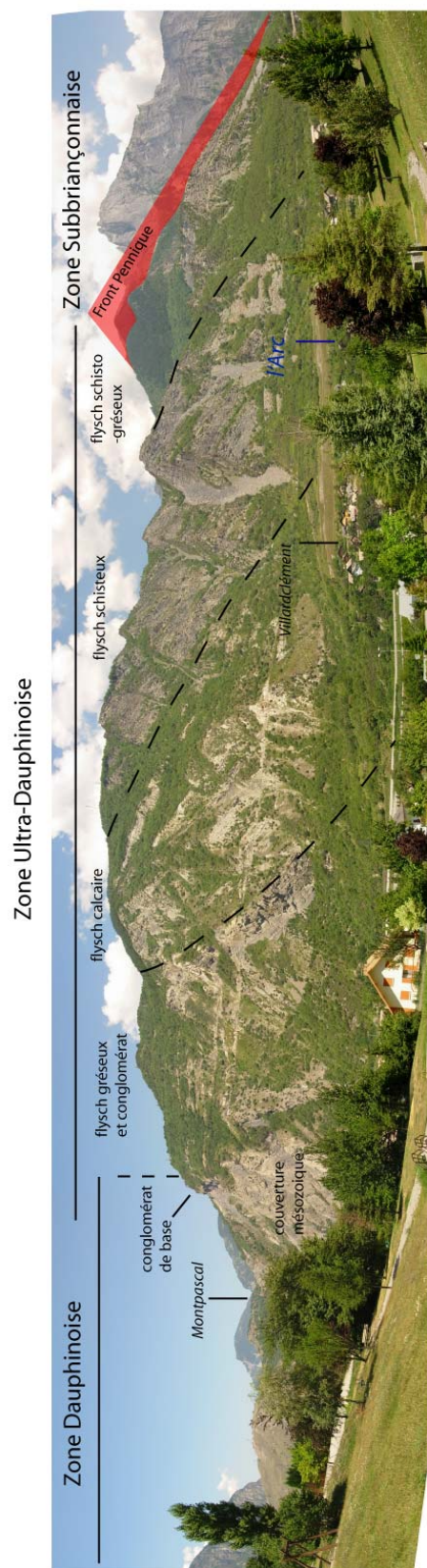


FIGURE 2.8 – Panorama de la Zone Ultra-Dauphinoise (en rive droite de l'Arc)

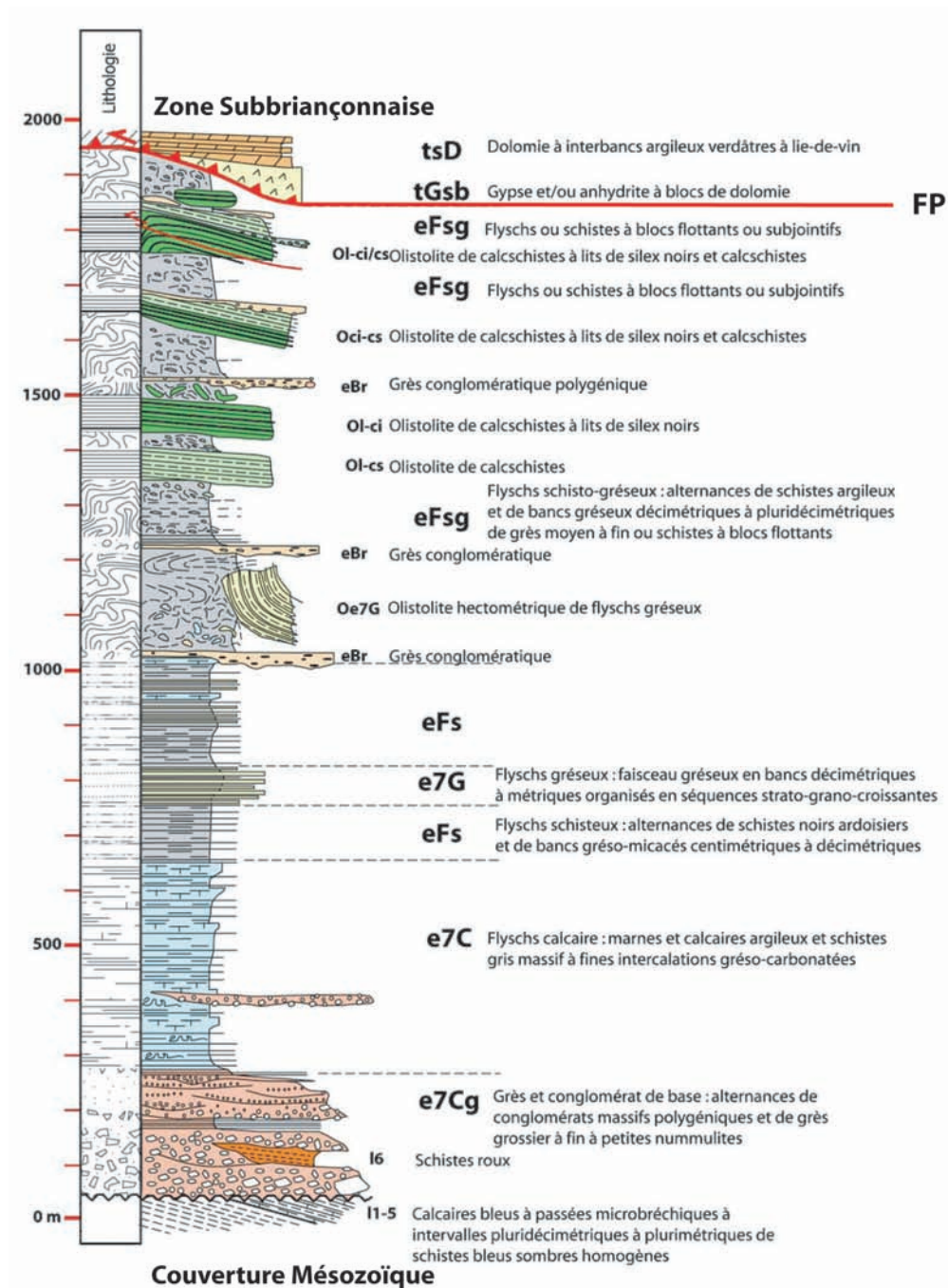


FIGURE 2.9 – Stratigraphie détaillée de la Zone Ultra-Dauphinoise relevée en rive droite de la vallée de l’Arc (Callec et Baudin 2007), la cartographie détaillée de cette coupe est disponible en Figure 2.12.

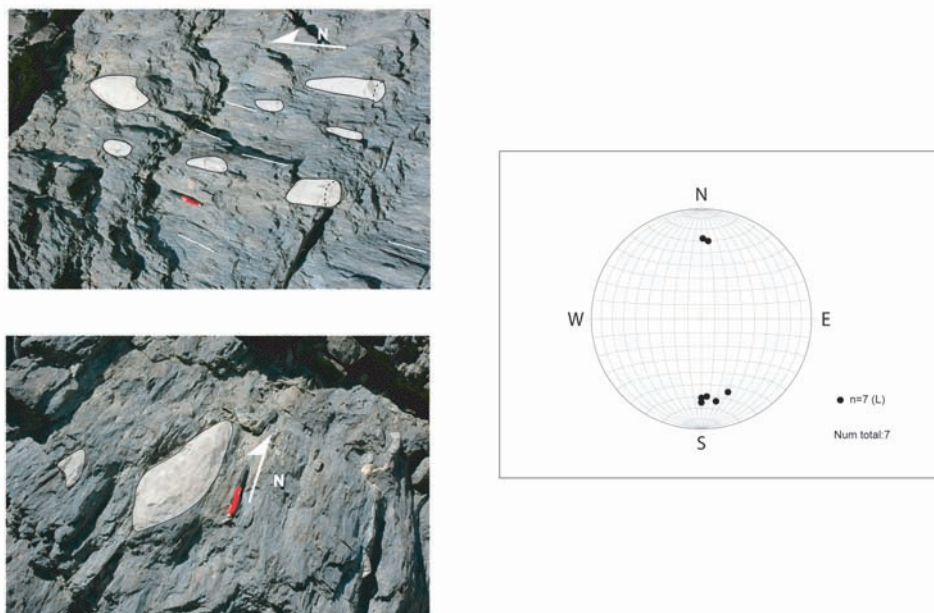


FIGURE 2.10 – Exemple de galets étirés. En A : les flyschs conglomératiques de base (rive droite de l’Arc) et en B : le flysch gréseux (rive gauche de l’Arc). Les galets constitutifs de cette formation sont étirés selon la direction N-S et sont compatibles avec la seconde déformation régionale de Ceriani (2001) notée ici, $D2_{ext}$ ($L2_{ext}$ pour la linéation). Voir Figure 2.3 pour localisation.

confirment que ces mouvements décrochants ont bien joué depuis le Priabonien inférieur et "*au moins*" jusqu’au Priabonien terminal.

Dans le cadre de son étude régionale (Zone Dauphinoise, Ultra-Dauphinoise, et Subbriançonnaise), Ceriani (2001) attribue ces étirements à une deuxième phase de déformation notée ici, $D2_{ext}$. Une 3ème phase de déformation régionale, $D3_{ext}$ est également proposée. Elle est associée à de plis ouverts dont la schistosité espacée plonge vers l’E et porte par une linéation $L3_{ext}$ d’orientation E-W. Ces structures indiquent des mouvements vers l’W-NW, tout comme la déformation reconnue en Zone Dauphinoise (Figure 2.6) à laquelle elles sont d’ailleurs associées par l’auteur (cf. Tableau 2.1, p. 38).

A l’échelle régionale, la déformation $D2_{ext}$ (Figure 2.11) serait l’expression d’un **régime transpressif** senestre le long du Front Pennique, initié à l’Eocène supérieur (Priabonien, 36 Ma). Elle est suivie par la déformation $D3_{ext}$ montrant une cinématique vers l’W-NW, compatible avec celle exprimée dans la Zone Dauphinoise (cf. § 2.1.2).

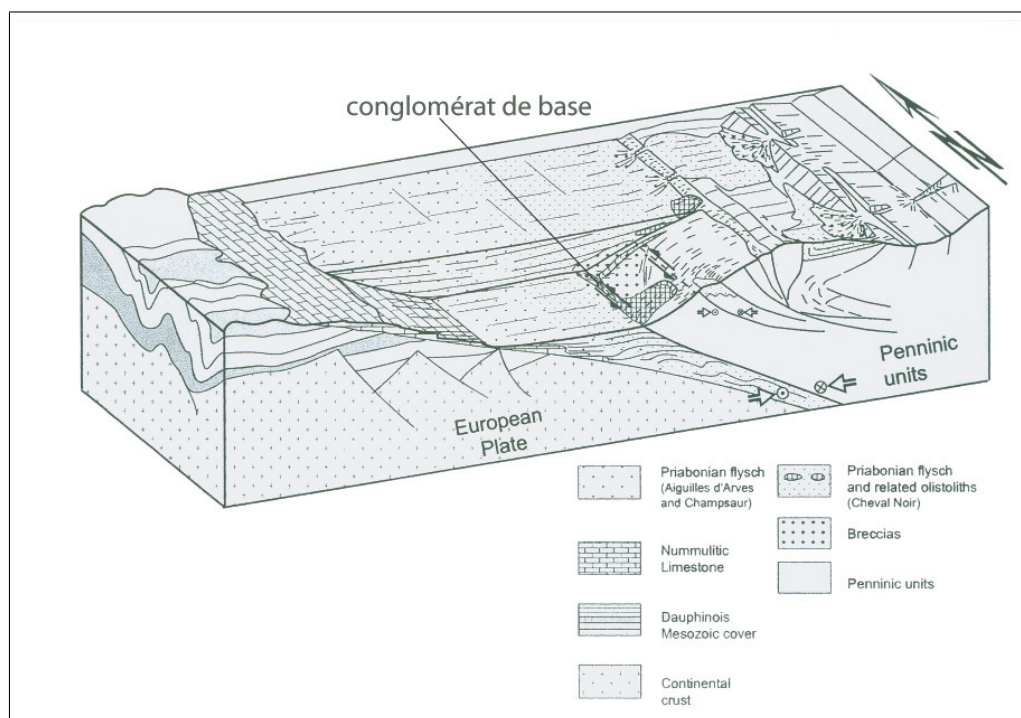


FIGURE 2.11 – Structuration et sédimentation au sein du prisme d'accrétion frontale, selon une transpression sénestre le long des zones de chevauchements, interprétation d'après Eisbacher (1991).

2.3 La Zone Subbriançonnaise

2.3.1 Présentation générale

La Zone Subbriançonnaise forme une bande subméridienne et étroite, bordée à l'Ouest et à l'Est par deux zones majeures de chevauchement : le Front Pennique (FP), chevauchant la Zone Ultra-Dauphinoise, et le Front Houiller Externe (FHE) (Figure 2.12). Les terrains subbriançonnais ont subi une importante tectonique plicative représentée en rive droite de l'Arc par le très abrupt Massif de la Croix des Têtes. Ce massif est constitué de deux anticlinaux : le Pli de Serpolière, à l'Ouest et le Pli du Château, à l'Est (Figure 2.12 et Figure 2.13). Un troisième pli au sommet du massif reste jusqu'à aujourd'hui inaccessible à toute interprétation tectonique et semble en partie érodé.

2.3.2 Description des formations

La Zone Subbriançonnaise est essentiellement constituée de roches carbonatées (dolomies, calcschistes, calcaires massifs, calcaires marneux) et d'évaporites (gypse et anhydrite) du Trias supérieur jusqu'au Jurassique supérieur, visibles au niveau des fronts Pennique et Houiller, mais aussi au coeur du Pli du Château (cf. Figure 2.12 et Figure 2.13).

La position des différentes formations a été replacée sur le panorama (Figure 2.13). Les formations sont détaillées ci-dessous et les épaisseurs mentionnées tiennent compte des observations sur forage faites par le BRGM :

- **Anhydrite et gypse ("tGsb", Trias supérieur, Carnien)**

Des masses d'anhydrite et de gypse sont localisées aux limites occidentale et orientale de la Zone Subbriançonnaise mais aussi au coeur de l'anticlinal de Serpolière (cf. Figure 2.12 et Figure 2.13)

- **Dolomies et argilites ("tsD", Trias supérieur, Norien) sur environ 50 m.**

Cette formation comprend des bancs dolomitiques (30-40 cm) gris ou jaunes, en alternance avec des lits d'argilites verdâtres. C'est elle qui marque bien le coeur des plis du fait de sa compétence et de sa couleur jaunâtre qui se distingue très bien dans le paysage. Ces dolomies sont massives et non schistosées. Les argilites, quant à elles, se débitent suivant une schistosité plus ou moins visible.

- **Calcaire à alternances de schistes noirs ("t7", Rhétien) fossilifère à Avicula, d'environ 30 m d'épaisseur.**

- **Calcaires lités à silex ("l1-4", Lias) de 45 à 100 m d'épaisseur.**

- **Calcaires et des calcschistes ("j1", Aalénien, Dogger inférieur) de 15 à 50 m d'épaisseur.**

- **Calcaires massifs ("jmC", Bajocien-Bathonien, Dogger inférieur), de 75 à 150 m. Particulièrement massifs, ils enregistrent très mal la déformation.**

- **Calcaires marneux, "Couches à Cancellophycus" ("jmCM", Callovien, Dogger supérieur) de 100 à 200 m d'épaisseur.**

2.3.3 Analyses structurales en zone Subbriançonnaise

Deux interprétations structurales sont proposées pour les plis du Massif de la Croix des Têtes.

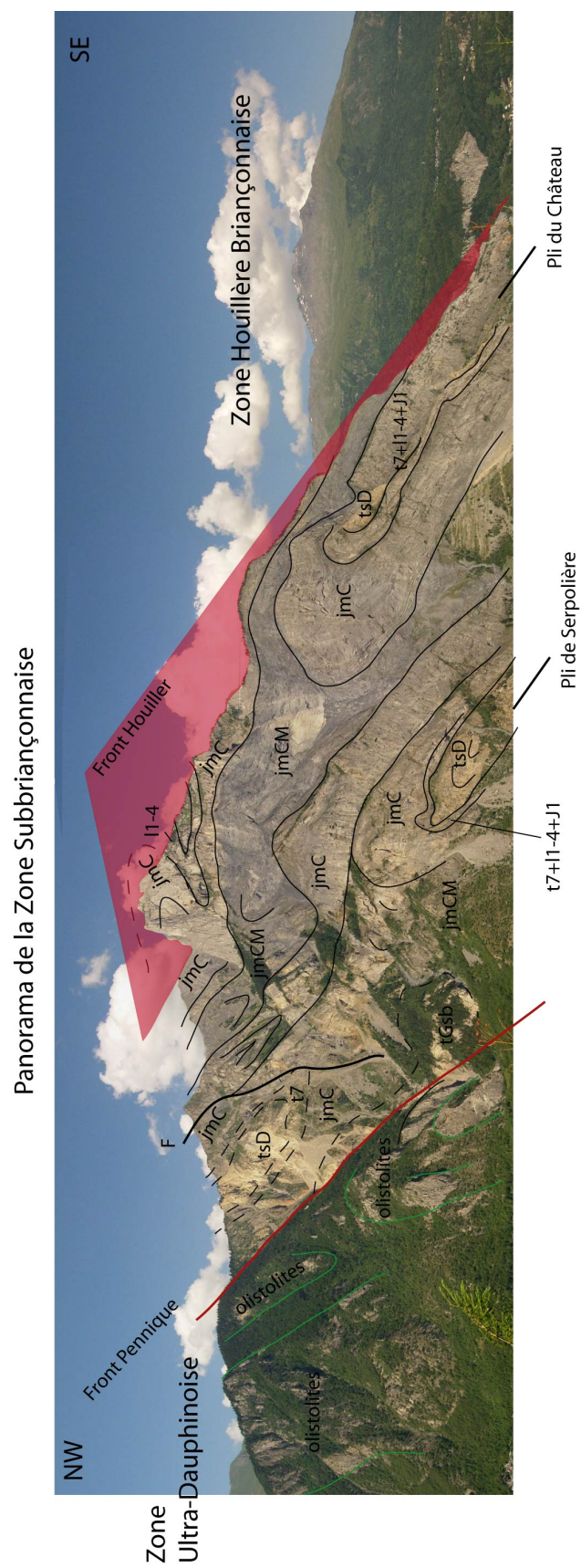


FIGURE 2.13 – Panorama de la Zone Subbriançonnaise représentée ici par le très escarpé Massif de la Croix des Têtes. L'attribution des faciès lithologiques est reprise d'après la carte géologique de Saint-Jean de Maurienne (Barbier 1948). Les abréviations des faciès correspondent aux appellations de faciès reprises par le BRGM, dans le cadre de l'Avant-Projet de Référence, LTF, Egal (2007). Voir la légende correspondante, Figure 2.12.

2.3.3.1 Interprétation classique monophasée

Pour Barbier (1948), les plis de Serpolière et du Château sont deux anticlinaux formés à l'Eocène supérieur au cours d'une seule et même phase tectonique d'axe subméridien et de vergence ouest.

Ils sont interprétés comme des plis d'entraînement causés par le charriage vers le NW des nappes briançonnaises (i.e. la Zone Houillère Briançonnaise) au-dessus de la Zone Subbriançonnaise.

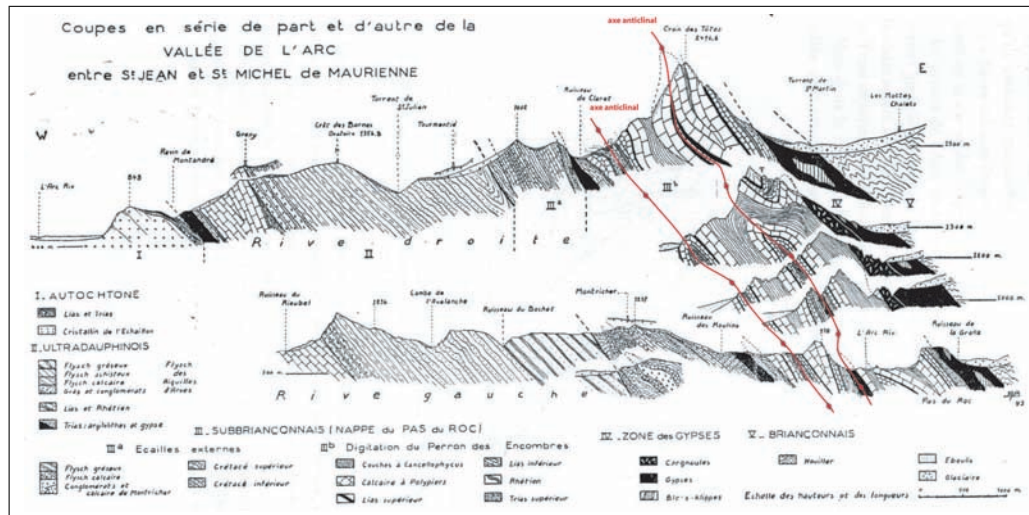


FIGURE 2.14 – Interprétation classique des plis de la Zone Subbriançonnaise. Coupes sérieées à travers le Massif de la Croix des Têtes d'après Barbier (1948).

2.3.3.2 Interprétation pluriphasée

Ceriani (2001), quant à lui, interprète la mise en place de ces plis suivant deux étapes tectoniques successives et distinctes. Il propose en effet une géométrie des plis plus complexe résultant d'un polyphasage. Si le Pli de Serpolière (à l'Ouest) est toujours considéré comme un anticlinal de vergence ouest avec des axes orientés globalement en N-S, le Pli du Château (à l'Est) serait une synforme, caractérisée par un axe subvertical et plongeant vers le SE (appelée par l'auteur la Synforme de la Porte, cf. Figure 2.17). Son apparente géométrie d'anticlinal serait un effet d'optique dû à un plongement d'axe plus important que le pendage du versant de la montagne (Figure 2.12). L'auteur propose le scénario suivant :

- Une première phase plicative ($D1_{ext}$) qui génère des plis isoclinaux, très serrés, est marquée par une schistosité de plan axial pénétrative et subhorizontale (noté PA1, en Figure 2.16). Elle est associée à une linéation d'étirement (sur minéraux, fossile, boudinage...) notée $L1_{ext}$.

A une échelle régionale, l'auteur propose que les plis de plan axial PA1 sont responsables d'un **redoublement de la stratigraphie** sur plusieurs dizaines de kilomètres. Cette phase plicative de grande envergure serait alors générée par une cinématique de direction N-S (sans qu'un sens de cisaillement ne soit clairement déterminé).

La première phase $D1_{ext}$ est ensuite reprise par une seconde phase plicative $D2_{ext}$ qui génère de grands plis isoclinaux, marqués par une schistosité de plan axial pénétrative (Figure 2.16, à droite). La linéation d'étirement $L2_{ext}$ associée à cette phase $D2_{ext}$ a la même orientation N-S que la linéation $L1_{ext}$.

D'après Ceriani (2001), les plis du Massif de la Croix des Têtes sont tous deux des plis de plan axial PA2 replissant les plans axiaux PA1 préexistants.

- Pli du Château, en une synforme d'axe plongeant vers le SE,
- Pli de Serpolière, en un anticlinal de vergence ouest,

tous deux de plan axial PA2 (cf. Figure 2.15 et Figure 2.16).

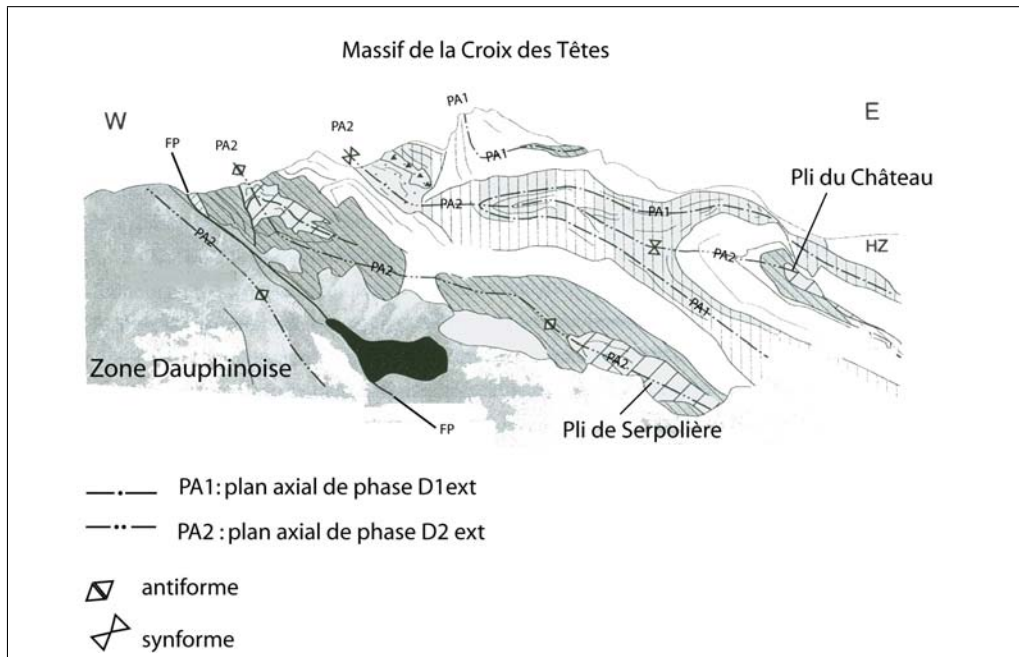


FIGURE 2.15 – Interprétation structurale des plis du Massif de la Croix des Têtes d'après Ceriani (2001). PA1 : trace des plans axiaux de phase $D1_{ext}$, PA2 : trace des plans axiaux de phase $D2_{ext}$.

Finalement, dans la conclusion de ses travaux, Ceriani (2001) regroupe les phases $D1_{ext}$ et $D2_{ext}$ en une seule "étape" définie comme un régime transpressif sénestre (ou décro-chevauchement), le long du Front Houiller Externe (FHE). Par ce "regroupement" des déformations $D1_{ext}$ et $D2_{ext}$, l'auteur suggère-t-il un continuum de déformations ?

La géométrie qu'il propose pour le Pli du Château est pourtant bien caractéristique d'un polyphasage, ce qui rend sa proposition de "regroupement" des phases ambiguë.

- La déformation $D3_{ext}$ est caractérisée par une cinématique vers l'W-NW (d'âge oligo-miocène) qui plisse le Front Pennique et Front Houiller Externe aux limites de la Zone Subbriançonnaise et qui initialise plus à l'Ouest les chevauchements de "Roselend thrust" (RT) séparant la Zone Dauphinoise de la Zone Ultra-Dauphinoise.
- Une quatrième déformation, $D4_{ext}$, d'âge post-5 Ma (Ceriani *et al.* 2001) reprend les contacts FP et FHE selon un régime extensif tardif.

Le tableau suivant (Tableau 2.1) récapitule et corrèle les déformations observées dans les zones Dauphinoise, Ultra-Dauphinoise et Subbriançonnaise.

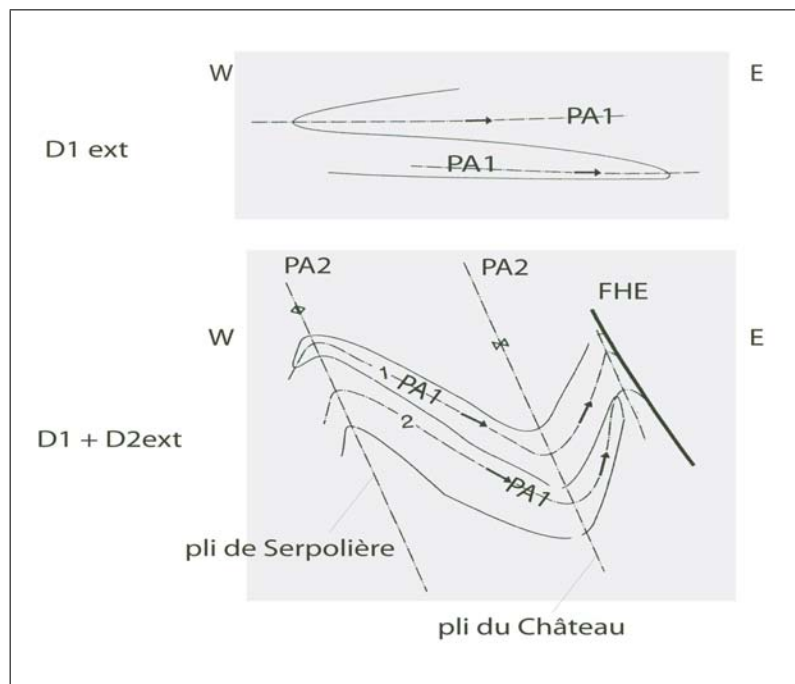


FIGURE 2.16 – Polyphasage pour la structuration des plis du Massif de la Croix des Têtes. A gauche la phase D1, de plan axial PA1 (marqué d'une flèche). A droite la phase D2 reprenant les structures D1 et créant des plis de plans axiaux PA2. FHE : Front Houiller Externe. Modifiée d'après Ceriani (2001).

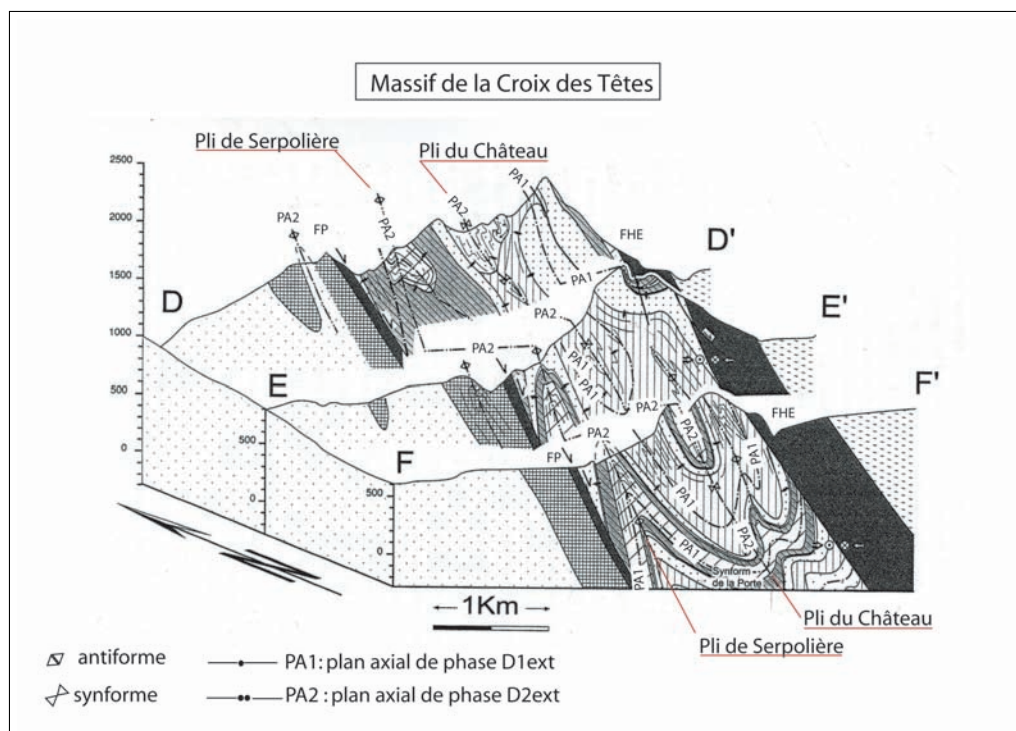


FIGURE 2.17 – Coupes sériees du Massif de la Croix des Têtes selon l'interprétation de polyphasage de Ceriani (2001).

			Dauphinois	R.T.	Ultra-Dauphinois (Cheval Noir)	F.P	Subbriançonnais	F.H.E
Age	Phase	Régime						
post-5 Ma	D4ext	Extensif				Reactivation		Reactivation
Oligocène moyen - Miocène moyen	D3ext	Compressif	S3 pénétrative Plis isoclinaux	top WNW	Plis ouverts - chevrons PA3 plonge vers SE S3 =PA3 très faiblement marquée	Plissé	S3 pendage ESE Plis très ouverts PA3 pendage vers l' E	Plissé
Priabonien- Oligocène inf	D2ext	Trans - pression senestre			L2 étirement N-S Plis isoclinaux A2 orientée en N-S S2 pénétrative	Cvt top N	L2 étirement N-S S2=PA2 pénétrative pendage vers NE A2 d' orientation variable	Cvt top NNW
Priabonien (Eocene Sup)	D1ext	Trans - pression senestre				?	L1 <i>étirement</i> N-S S1=PA1 pénétrative	?

TABLE 2.1 – Synthèse et corrélation des déformations reconnues en zones Dauphinoise, Ultra-Dauphinoise et Subbriançonnaise par Ceriani (2001). R.T : Roseland Trust, F.P : Front Pennique, F.H.E : Front Houillier Externe, PA : Plan Axial, S : Schistosité, L : Linéation, Cvt : Chevauchement

Nous discuterons ces deux interprétations au regard de nouvelles reconnaissances géologiques réalisées en collaboration avec le BRGM dans le cadre du projet de tunnel Lyon-Turin. Un modèle géométrique 3D (cf. chap. 3) a été réalisé pour aider à la caractérisation géométrique du Pli du Château susceptible d'être traversé par le projet. Nos conclusions révèlent une géométrie du pli, résultant d'une cinématique le long du Front Houillier Externe selon un régime transpressif senestre, cinématique pourtant équivalente à celle de Ceriani (2001).

Néanmoins, au regard de nos propres observations de terrain (cf. chap. 3), nous soulignerons quelques différences quant à l'interprétation de certains éléments structuraux.

2.4 Zone Houillère Briançonnaise

La Zone Houillère Briançonnaise (ZHB) est l'unité la plus occidentale du bloc briançonnais. Elle est délimitée à l'Ouest par le Front Houiller Externe (FHE) et à l'Est par le Front Houiller Interne (FHI).

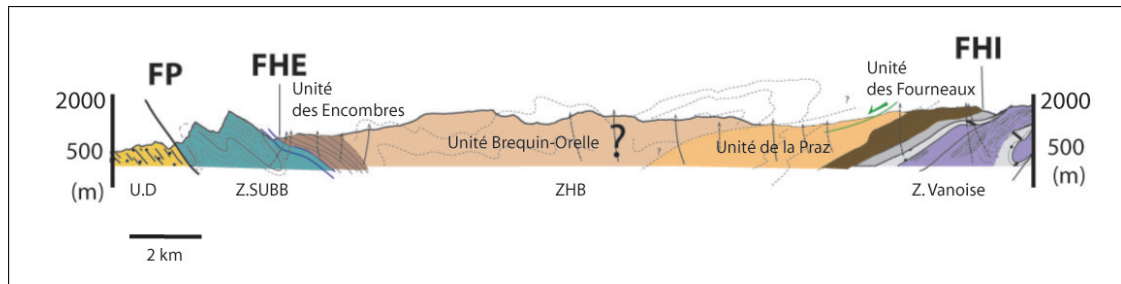


FIGURE 2.18 – Coupe schématique de la Zone Houillère Briançonnaise (modifiée d'après (Baudin *et al.* 2006b) .

2.4.1 Unités lithologiques de la ZHB

La Zone Houillère Briançonnaise est constituée de métasédiments houillers carbonifères dont les âges s'étendent du Westphalien au Stéphanien supérieur. Elle est surmontée par les séries permien, permotriasiques et enfin par la couverture mésozoïque classique de la Zone Briançonnaise (cf. § 2.5.1.2).

Le long de vallée de l'Arc, la Zone Houillère Briançonnaise a été subdivisée en quatre unités (Bertrand *et al.* 1998). Leur localisation ainsi que leur composition lithologique sont présentées, d'Ouest en Est, ci-dessous :

- **L'unité des Encombres** qui regroupe des formations versicolores attribuées à un âge stéphanopermien, constituées de schistes verts-violet et de petits galets de quartz (pluri-centimétriques).
- **L'unité du Berquin-Orelle** s'étend depuis la ville de Saint-Michel-de-Maurienne jusqu'à La Praz. Elle est essentiellement constituée de métasédiments houillers "productifs" appelés aussi l'"Assise de Tarentaise" (Fabre 1961), riches en anthracite, arkose et schistes. Elle est datée du Westphalien au Stéphanien inférieur.
- **L'unité de la Praz** s'étend sur une grande partie est de la ZHB et est principalement constituée de métasédiments houillers "stériles" appelés aussi les "Grès de la Praz". Cette formation est présumée d'âge Westphalien inférieur sur la base de sa position sous-jacente par rapport au houiller productif, mais aucune datation fossilifère n'a pu être établie.
- **L'unité des Fourneaux** se situe entre l'unité de la Praz et celle des Gneiss du Sapey, et est constituée de métasédiments houillers productifs (Fabre 1961).

Pour plus de détails concernant la stratigraphie de la Zone Houillère Briançonnaise le lecteur pourra consulter la liste non-exhaustive de travaux antérieurs : (Bar ; Caby 1963 ; Fabre 1961 ; Mercier et Beaudoin 1987).

2.4.2 Analyse structurale en Zone Houillère Briançonnaise

Sa structure interne est extrêmement complexe et difficile à déterminer, plus particulièrement en vallée de la Maurienne, où les structures sont difficiles à suivre à cause de larges pans de falaises éboulés. La Zone

Houillère Briançonnaise est schématiquement assimilée à une structure dite "en éventail" (Aillères *et al.* 1995 ; Fabre 1961), avec des structures de vergence ouest à l'Ouest et des vergences est à l'Est. L'analyse structurale de la vallée de Belleville (Aillères *et al.* 1995) et, plus au Nord, du secteur du Petit-Saint-Bernard-massif du Rutor (Baudin 1987 ; Bücher *et al.* 2004) met en évidence une structuration commune avec celle de la vallée de l'Arc.

A l'échelle régionale, les auteurs s'accordent sur la présence d'au moins trois déformations ductiles syn-métamorphiques (Aillères *et al.* 1995 ; Bertrand *et al.* 1996 ; Ceriani 2001 ; Fabre 1961), recoupées par une quatrième, *D4H* (N.B : "H" pour déformation en zone Houillère) qui semble intervenir dans des conditions de transition ductile-cassant.

- Les premières phases *D1H* et *D2H* sont les deux déformations généralement associées respectivement au charriage et aux plissements des premières nappes briançonnaises.
- La déformation *D1H* est associée à une première foliation généralement attribuée aux premiers écaillages de la zone briançonnaise (Tricart 1980). Cette phase montre une schistosité *S1H* (très peu pénétrative) subparallèle à la *S0*. Cette schistosité apparaît souvent comme une ancienne foliation conservée entre les schistosités mieux marquées de la phase *D2H*. La direction principale de la cinématique *syn – D1H* reste difficile à caractériser.
- La déformation *D2H* induit des plis de schistosité très pénétrative *S2H* qui s'observent à l'échelle régionale dans toute la ZHB. Les plis sont de taille variable (décimétrique à kilométrique) et ont une vergence qui varie depuis l'Ouest vers l'Est. En effet à l'Ouest de la ZHB, dans l'unité des Encombres, les plis sont de vergence W et une foliation très régulièrement pentée vers l'E (Bertrand *et al.* 1998 ; Ceriani 2001 ; Fabre 1961). Ces mêmes plis tendent à se déverser progressivement vers l'E à proximité de l'unité du Brequin-Orelle et s'expriment ainsi jusqu'en bordure interne de la ZHB, sous l'effet du rétrocharriage.
- La phase *D3H* est attribuée au stade de rétrocharriage, elle génère des plis ouverts d'amplitude centimétrique à kilométrique, marqués par une schistosité *S3H* subhorizontale. A l'ouest de la ZHB, la schistosité *S2H*, de vergence ouest, est progressivement basculée vers l'E à mesure que l'on se déplace vers les zones internes sous l'effet de la déformation *D3H* (Ceriani 2001). En bordure interne de la ZHB, le déversement des structures *D2H* est causé par la phase *D3H* selon un pli de vergence E et d'envergure plurikilométrique (Debelmas *et al.* 1989 ; Détraz 1984 ; Fabre 1961).

Dans le secteur de La Praz, des plis en genou d'axe N-S (à vergence W) sont considérés comme des plis de second ordre sur le flanc inverse d'un grand pli *D2H* déversé vers l'E (Debelmas *et al.* 1989 ; Détraz 1984) par le rétrocharriage *D3H*. Cette interprétation est appuyée par les critères de polarité systématiquement inverse dans le secteur de La Praz, sans que le flanc normal de ce pli n'ait pu être clairement observé.

L'unité de La Praz est essentiellement structurée par des plis "en genou" dont la géométrie rappelle les plis d'entraînement causés par un détachement vers le SW, comme cela a été suggéré par Caby (1992, 1996) plus au Nord.

- Enfin, la déformation *D4H* correspond à la mise en place de zones de cisaillement de pendage ouest marquant des mouvements extensifs vers l'Ouest (Aillères *et al.* 1995) principalement observés dans l'unité de La Praz.

2.4.3 Nature des principaux contacts des unités lithologiques en ZHB

Pour la plupart des auteurs (Aillères 1996 ; Bertrand *et al.* 2000), les contacts entre les différentes unités sont interprétés comme autant de chevauchements induits par la phase *D1H*. Cependant, la superposition des trois phases de déformation précédemment décrites laisse la nature initiale des contacts très hypothétique.

Le Front Houiller Externe - ainsi que le contact entre les unités des Encombres et de celle de Brequin-Orelle semblent avoir joué suivant une tectonique distensive (Bertrand *et al.* 1996, 1998 ; Ceriani 2001), peut-être en relation avec un effondrement de la Zone Briançonnaise (Sue et Tricart 1999).

Entre l'unité du Brequin-Orelle et l'unité de La Praz - la nature exacte du contact a largement été discutée. Selon Bertrand *et al.* (2000) ce contact serait replissé par la phase *D2H*, attribuant sa mise en place pendant la phase *D1H*. Lors de la campagne de reconnaissance réalisée dans le cadre du projet Lyon-Turin (2007) les géologues d'ANTEA ont proposé l'existence d'un chevauchement de vergence E entre les unités de Brequin-Orelle et La Praz. De notre côté et à la même période, nous avons tenté de suivre la jonction des deux unités. Des figures de cisaillements vers l'Est recoupant la schistosité principale, *S2H*, ont effectivement été observées à la jonction des métasédiments productifs (unité Brequin - Orelle) et des métasédiments houillers stériles (unité des Grés de la Praz). Le sens des cisaillements et le fait qu'ils recoupent la déformation *D2H* nous incitent à attribuer cette discontinuité à la phase rétrocharriage *D3H*. Cependant, ces observations restent très localisées et discontinues à cause d'éboulements masquant ce contact. Par conséquent le caractère cisaillant n'est pas clairement avéré sur la totalité du contact productifs-stériles, même s'il est fort probable que ce soit le cas.

Entre l'unité de La Praz et celle de Fourneaux - la nature du contact n'a pu être déterminée faute d'affleurements de qualité. Le contact occidental de la ZHB est le Front Houiller Interne (FHI). Il correspond à la bordure occidentale de l'unité des Gneiss du Sapey. Ce monticule considéré comme une écaille de socle de la Zone Houillère Briançonnaise (Bertrand *et al.* 1996 ; Bertrand et Leterrier 1997 ; Détraz 1984) sépare la ZHB de la Zone Interne briançonnaise (ZIB). La bordure occidentale de la ZIB apparaît comme un secteur très accidenté. Ellenberger (1958) donne à ce secteur le nom de "Cicatrice de Modane-Chavière" et la caractérise comme un ensemble d'accidents de vergence E. La géométrie très complexe de cette jonction de zones est encore mal contrainte. Les étapes aboutissant à sa structuration sont donc difficiles à déterminer.

2.5 Zone Interne Briançonnaise

Elle concerne les massifs cristallins briançonnais (Vanoise-Ambin), leur couverture et les Nappes de la Dent-Parrachée et des Gypses qui les chevauchent. Ces nappes de couverture reposent, aujourd'hui, entre le massif de la Vanoise et le massif d'Ambin ; ce secteur intermédiaire est appelé, la Zone des Gypses.

L'objectif de cette partie est de fournir, dans un premier temps, les éléments bibliographiques nécessaires pour mieux comprendre les relations structurales qui se sont succédées entre la Zone Vanoise, la Zone d'Ambin et la Zone des Gypses.

2.5.1 La Zone Vanoise

2.5.1.1 Présentation générale

La Zone Vanoise étudiée concerne la rive droite de l'Arc. Elle s'étend depuis l'Ecaille des Gneiss du Sapey qui chevauche la Vanoise par l'intermédiaire des accidents de la " Cicatrice de Modane-Chavière " jusqu'à la bordure occidentale de la Zone des Gypses. Ce segment de coupe structuralement très complexe reflète tous les stades de l'orogénèse alpine. Il se subdivise en deux secteurs marqués chacun par un style de déformation prédominant : le secteur Sapey-Orgère à l'Ouest, et le secteur Modane-Avrieux à l'Est. La limite entre ces deux secteurs est représentée par le flanc est de l'anticlinal du Râteau d'Aussois (Figure 2.19).

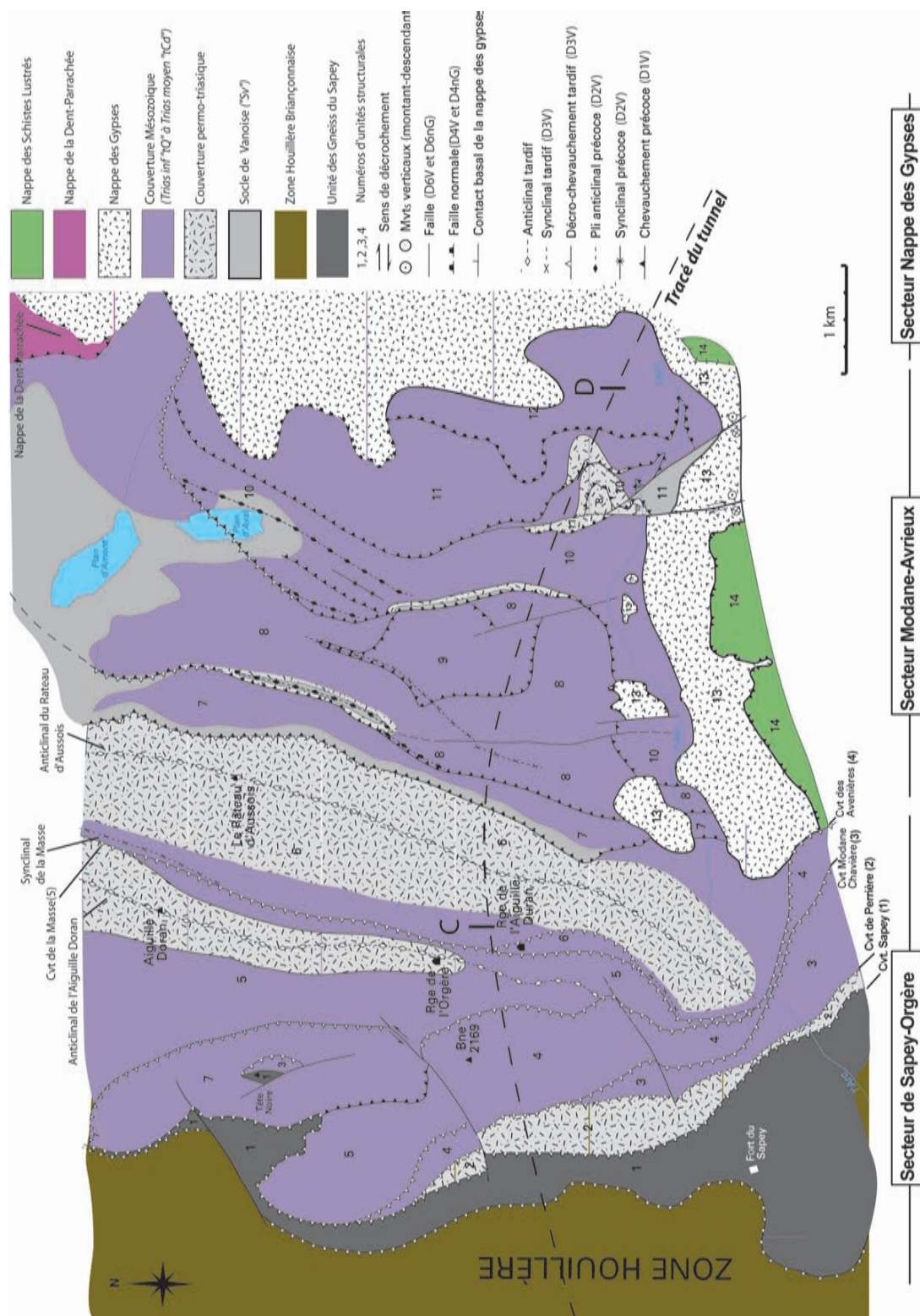
- A l'Est, le secteur Modane-Avrieux est fortement marqué par une tectonique de chevauchement précoce de nappes vers le NW. L'analyse structurale de ce secteur a été réalisée par Strzeczynski (2006) dans le cadre de sa thèse.
- A l'Ouest, le secteur du Sapey - Orgère montre, quant à lui, une structure plus complexe de rétro-plissements tardifs (post-chevauchement des nappes), à laquelle succède une importante tectonique décro-chevauchante senestre.

Dans le cadre de notre étude, nous nous sommes tout particulièrement concentrés sur l'analyse structurale de ce secteur, en collaboration avec le BRGM et pour le compte de la Lyon-Turin Ferroviaire (Baudin *et al.* 2006a). Un modèle géométrique 3D a été réalisé et est disponible en section §. 3.5, p. 80). .

2.5.1.2 Description des formations

Socle briançonnais de la Vanoise - Notre étude concerne deux massifs cristallins représentés d'Ouest en Est par l'unité des Gneiss du Sapey et le massif de la Vanoise.

- Les Gneiss du Sapey, "Gs", d'âge Protérozoïque à Ordovicien, sont composés d'orthogneiss d'origine magmatique (Bertrand *et al.* 1998). Le terme de "Gneiss du Sapey" (Ellenberger 1958) inclut également des paragneiss (d'âge inconnu), très rétro-morphosés à reliques de minéraux anté-alpins rares (Bocquet 1974). La déformation alpine est très intense sur ce massif, il est donc aisé de confondre ces faciès magmatiques avec les micaschistes et conglomérats permo-triasiques (cf. "r-t", "r-tCg") ou bien même avec certains métasédiments houillers (pour les faciès les plus fins) qu'ils côtoient.



- Le socle de Vanoise "SV", ou de l'Arpont, représente une association complexe de micaschistes, gneisses et roches magmatiques (Gay 1971). Ces roches ont un âge controversé, estimé à 500 Ma (selon la méthode U-Pb d'après Bertrand *et al.* (2000)) ou 330-340 Ma (selon la méthodes K/Ar et Ar/Ar, d'après Bocquet (1974) ; Monié et Chopin (1991)). Ces socles présentent une rétro-morphose alpine quasi-généralisée (Bocquet 1974 ; Ganne 2003 ; Strzeczynski 2006). Le pic de métamorphisme alpin est caractérisé par la présence d'amphiboles bleues d'épidotes signant un gradient de type HP-BT. Comme dans les micaschistes du Sapey, les reliques minérales anté-alpines sont rares. La présence de minéraux alpins et anté-alpins leur valent l'appellation de socles "poly-métamorphiques" (Bocquet 1974).

Couverture Briançonnaise - Cette stratigraphie de la couverture de Vanoise a été initialement définie par les travaux d'Ellenberger (1958). Elle se compose depuis sa base au sommet par deux catégories de série, une série anté-rift et une série post-rift.

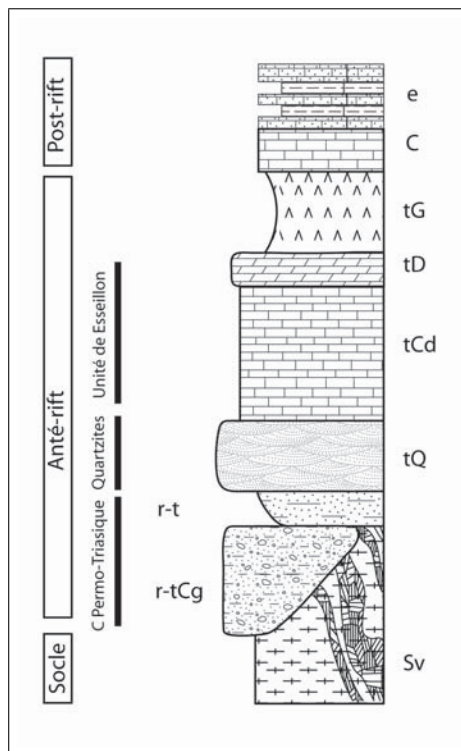


FIGURE 2.20 – Log synthétique des séries sédimentaires de la Vanoise. Les descriptions des faciès et les âges sont décrits dans le corps du texte.

La série anté-rift se compose :

- d'une couverture permo-triasique, constituée des conglomérats quartzitiques de Loutraz "r-tCg" et les schistes versicolores "r-t" à quartz roses attribués à un âge permo-trias,
- des séries quartzitiques "tQ" du Trias inférieur, (Scythien),
- des calcaires dolomitiques "tDc", du Trias moyen (Anisien-Ladinien inférieur) et des dolomies "tD" du Trias moyen, (Ladinien supérieur), rassemblées sous le terme d'unité de l'Esseillon (Figure 2.20).

La série post-rift se compose de :

- **la formation des "Schistes de Pralognan", rapportée à l'Eocène "e"** . Elle est constituée de schistes et calcschistes noirs alternant avec des calcaires gréseux sombres. Ils sont attribués à l'Eocène du fait de leur position supérieure aux marbres chloriteux paléocènes sous-jacents.
- **marbres chloriteux "C" (Crétacé supérieur-Paléocène)**. C'est un faciès monotone à patine de couleurs variables assez sombres (jaunâtre, grisâtre, verdâtre à violacée à la base),
- **r-tCg Conglomérats quartzitiques de Loutraz (Permo-Trias)**. Ces "conglomérats de Loutraz" concernent les faciès attribués au Permien sur les cartes géologiques au 1/50 000 de Modane et Né-vache (respectivement d'après Debelmas *et al.* (1989) et Bar). Ceux-ci sont attribués au terme de "conglomérats de Loutraz" par le BRGM dans le cadre du projet de tunnel et concernent tous les conglomérats déposés en discordance sur les socles du Sapey et Vanoise et sous le faciès microconglomératique "r-t"(cf. section suivante). Ils constituent la formation au coeur des deux anticlinaux de l'Aiguille Doran et du Râteau d'Aussois (Figure 2.19) sous la forme d'un conglomérat très massif à ciment quartzitique constitué de galets de micaschistes de socle, pouvant atteindre la taille de plusieurs dizaines de centimètres. Les travaux lithostratigraphiques du BRGM (sur le terrain, et par description de forages) apparentent ces conglomérats aux faciès du Groupe d'Ambin (GA) définis dans le Massif d'Ambin.
- **r-t Quartzite phylliteux, (micro-)conglomérats à quartz rose ("Permo-Trias" ou Trias inférieur)**. Les conglomérats de Loutraz évoluent progressivement vers un faciès de micaschistes et micro-conglomérats quartzitiques phylliteux à galets de quartz rose (de taille centimétrique). L'âge de ce faciès est attribué au Permo-Trias (Debelmas *et al.* 1989 ; Ellenberger 1958). On le retrouve donc au-dessus du conglomérat de Loutraz et parfois en discordance sur le socle de Vanoise ou bien encore sur les métasédiments houillers (en Zone Houillère Briançonnaise).
- **tQ Quartzites (Trias inférieur, Scythien)**. De la même manière, les micaschistes du Permo-Trias évoluent progressivement vers un faciès homogène de quartzites (tQ) formant des bancs massifs (décimétriques à métriques), de couleur blanc-gris-jaune pâle. Cette progression reste rare et l'apparition des quartzites au sommet du Permo-Trias est le plus souvent brutale. L'âge de ces dépôts n'est pas avéré biostratigraphiquement mais attribué au Trias inférieur par Ellenberger (1958).
- **tCd Calcaires dominants et dolomies (Trias Moyen, Anisien-Ladinien inférieur)**. Les calcaires dolomitiques "tCd" surmontent stratigraphiquement les quartzites "tQ". La synthèse géologique du BRGM regroupe sous l'abréviation "tCd", deux types de calcaires clairement datés selon des critères biostratigraphiques (Ellenberger 1958) : des calcaires (massifs ou plaquettés, bioturbés) surmontés de quelques bancs dolomitiques de types "calcaires vermiculés" (d'âge Anisien inférieur) et les "calcaires rubanés" (Anisien moyen - Ladinien inf), "tmC" sur la carte à 1/25000.
- **tD Dolomies dominantes ou exclusives (Trias moyen, principalement Ladinien supérieur)**. Aux calcaires "tCd" décrits précédemment font suite des dolomies massives rapportées au Ladinien supérieur. Ces dolomies "supérieures", d'une centaine de mètres d'épaisseur, comprennent à la base, des dolomies sombres à niveaux de brèches intraformationnelles qui soulignent dans le paysage le pli de Bellecombe en bordure occidentale du dôme d'Ambin ; d'autres niveaux de dolomies (blanches et

grises) se prolongent sur plusieurs dizaines de mètres marquant la fin du cycle sédimentaire du Trias Moyen.

- **tG Gypses et anhydrites à niveaux de schistes (Carnien probable).** Roches carbonatées intercalées. Les gypses et anhydrites constituent des formations sédimentaires évaporitiques attribuées au Trias supérieur (Carnien).

2.5.1.3 Descriptions des déformations en Zone Vanoise

Depuis l'unité des Gneiss du Sapey, à l'Ouest jusqu'au Massif de l'Arpon à l'Est, les études précédentes ont été menées en bordure de la Zone Houillère Briançonnaise adjacente à la zone Vanoise (Détraz 1984 ; Jaillard 1984), en Vanoise interne dans le secteur de Modane-Avrieux (Strzeczynski 2006) et dans le Massif de l'Arpon en bordure la nappe de la Dent-Parrachée (Dondey 1986 ; Platt et Lister 1985a). Les auteurs s'accordent sur la présence d'au moins trois phases de déformations syn-métamorphiques.

Les déformations $D1V$ et $D2V$ correspondent aux empilements des unités briançonnaises et aux plissements précoces.

- **La phase $D1V$,** est attribuée à la mise en place des premières nappes : (1) des Schistes Lustrés sur le domaine Briançonnais (en ZHB et zone Vanoise-Ambin), (2) des nappes de la Dent-Parrachée et des Gypses sur la zone Vanoise-Ambin (Dondey 1986 ; Platt et Lister 1985a), (3) de la Vanoise sur la Zone Houillère Briançonnaise par l'intermédiaire du front houiller interne (FHI). Ces structures chevauchantes sont aujourd'hui bien préservées en Vanoise dans le secteur de Modane-Avrieux (Figure 2.19). De nouvelles observations de terrain associées à des corrélations de forages profonds le long du tracé du futur tunnel ((Baudin *et al.* 2006a ; Strzeczynski 2006)) ont permis d'identifier plusieurs plans de chevauchement, Φ_{1V} , responsables de superpositions "anormales" de formations et des redoublements de séries comme le ferait un système en "rampes et plats" (Figure 2.21). Ces chevauchements impliquent souvent en surface des roches carbonatées (transformées en cargneules) et s'enracinent généralement le long de l'interface entre les terrains du Permo-Trias "r-t" et du socle micaschisteux "Sv". Une linéation à glaucophane $L1V$ visible dans les micaschistes de l'Arpon "Sv" (Ganne *et al.* 2005 ; Platt et Lister 1985a ; Strzeczynski 2006) témoigne de conditions HP-BT. Cette linéation est globalement orientée autour de $N110^\circ$ à $N140^\circ$, ce qui correspond à une direction NW-SE de mise en place de ces écailles. Compte tenu de la vergence des écailles et de la direction des linéations minérales, la direction de mise en place des nappes se fait vers le NW. Les écaillages de vergence ouest sont omniprésents dans le secteur de Modane-Avrieux, à l'Est mais restent mal préservés dans le secteur de Sapey-Orgère, à l'Ouest.
- **La phase $D2V$** structure l'édifice de nappes et des socles (Vanoise "SV" et Gneiss du Sapey "Gs") par de grands plis couchés et déversés vers le N-NW (Détraz 1984) dans le secteur du col de Chavière (au Nord de notre secteur d'étude). Ces mêmes plis ont été observés plus à l'Est de la Vanoise, à proximité du massif de la Dent-Parrachée (Dondey 1986 ; Jaillard 1984 ; Platt et Lister 1985a). La structuration de vergence N-NW est essentiellement visible au Nord du secteur qui nous concerne. Son importance structurale et cinématique dans la zone du projet du tunnel n'est pas avérée ((Baudin *et al.* 2006a)). Dans le secteur de Modane-Avrieux la structuration $D2V$ est représentée, par des petits plis NE-SW déversés vers le NW (Strzeczynski 2006). Elle est marquée par l'apparition de

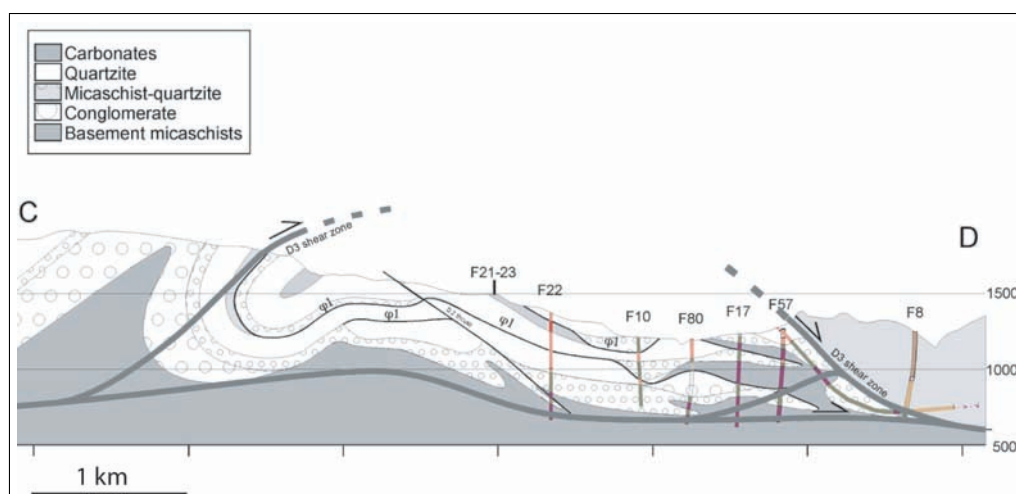


FIGURE 2.21 – Coupe dans le secteur Modane-Avrieux, d'après Strzeczynski (2006). Voir la Figure 2.19, pour localisation.

minéraux rétrogrades du faciès des schistes verts (biotite, chlorite + Phengite, albite) aux dépends du faciès des schistes bleus syn-D1V. Pour la plupart des auteurs elle est considérée comme le premier stade d'exhumation en zone de Vanoise (Ganne *et al.* 2005 ; Platt et Lister 1985a ; Strzeczynski 2006). Peu de données radiochronologiques existent dans ce secteur, néanmoins, Strzeczynski (2006) propose pour la transition D1V – D2V, un âge "plateau" (méthode Ar/Ar) autour de 37 Ma dans la couverture de la Vanoise et 42 Ma pour le socle "SV". En ce qui concerne la zone du projet, les derniers travaux (Baudin *et al.* 2006a) s'accordent pour associer les phases D1V et D2V à un événement de charriage se faisant globalement vers le NW.

- **La déformation D3V - le rétrocharriage :** La troisième phase de déformation D3V est associée aux structures de vergence E, considérée depuis la thèse d'Ellenberger (1958) et jusqu'à aujourd'hui, comme des " rétro-déversements " vers l'Est de structures initialement déversées vers l'Ouest. Aux massifs de Peclet-Polset, dans le prolongement longitudinal nord de l'écaille des Gneiss du Sapey (cf. Figure 2.1), Détraz (1984) reconnaît cette structuration sous la forme de plis subméridiens, déversés vers l'E, syn-génétiques de chevauchement de même vergence. Une structuration identique s'observe plus à l'Est, là où le chevauchement de base de la Dent-Parrachée semble être replissé par un chevauchement Φ_{3V} de vergence Est (Figure 2.22). Dans le secteur de Modane-Avrieux, (cf. Figure 2.19) cette structuration est très peu visible. Elle est reconnaissable au NE dans les zones de plus haute altitude, autour des lacs du "Plan d'Amon" et "Plan d'Aval". Dans ce secteur, affleurent essentiellement des micaschistes de Vanoise "SV". Les structures D1V et D2V observées sont replissées selon une schistosité de plan axial peu pénétrative de vergence E. Une linéation minérale L3V sur ces plans de schistosités est marquée par des minéraux de faciès schistes verts (chlorite, phengite). L'orientation de la linéation L3V autour de N90° à N130° est compatible avec la direction de déversement de structures vers le SE (Dondey 1986 ; Ganne *et al.* 2005, 2006 ; Platt et Lister 1985a ; Strzeczynski 2006). Cette structuration se met en place entre 35 et 32 Ma d'après les travaux de datation récents (âge sur plateau selon la méthode Ar/Ar) de Strzeczynski (2006).
- **Les déformations post-métamorphiques.** Trois déformations "post-rétocharriage" décrites dans le cadre de l'Avant-Projet de Référence pour le projet de tunnel (Avant-Projet de Référence, LTF,

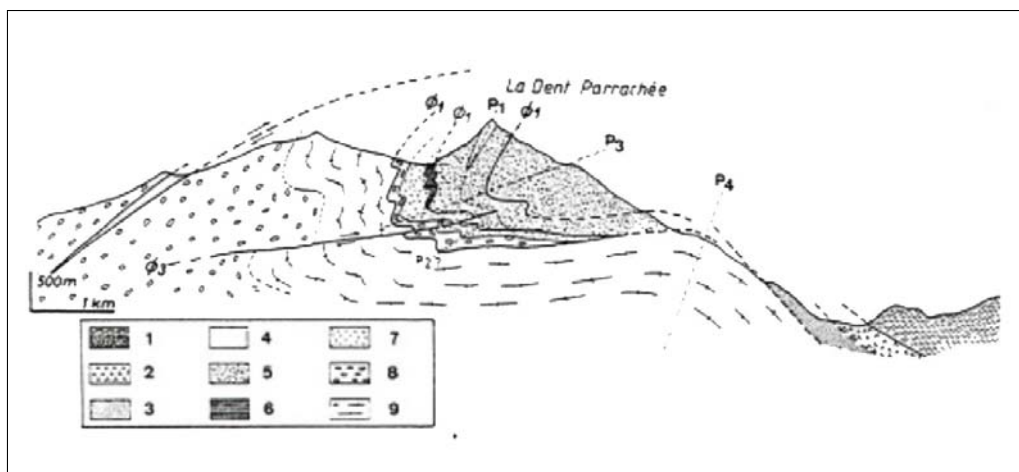


FIGURE 2.22 – Déversement des structures $D1 - D2_V$ de la nappe de la Dent-Parrachée par les structures $D3_V$, (Dondey 1986 ; Platt et Lister 1985a).

Baudin (2007)) s'ajoutent aux principales déformations précédemment décrites (cf. Tableau 2.2, p. 58).

- **La déformation $D4_V$** concerne des structures observées en bordure orientale de la zone Vanoise. Elle se manifeste par " la faille normale de l'Esseillon " orientée NE-SW. Elle est responsable de l'individualisation de l'unité de l'Esseillon (cf. Figure 2.19). Ce type de structure semble s'étendre à la bordure orientale de la Nappe des Gypses (déformation $D4nG$, cf. §. 2.5.3, p.52)
- **La déformation $D5_V$** concerne une ultime phase de "flexuration transverse tardive", responsable d'un "bombement" d'orientation ESE-WNE, qui affecte l'ensemble des écaïles $D1_V$ dans le secteur Modane-Avrieux. Elle se manifesterait également par une flexuration des structures anticlinales du Râteau d'Aussois et de l'Aiguille Doran dont le plongement d'axe augmente du Nord vers au Sud (cf. chap.3)
- **La déformation cassante $D6_V$** est attribuée aux couloirs de failles décrochantes observés dans le secteur de Modane-Avrieux. Deux générations de failles sont distinguées, une famille de failles orientées ESE-WNW et une seconde génération d'orientation subméridienne (Strzeczynski *et al.* 2004). La confrontation de ces jeux de failles à ceux observés dans d'autres secteurs des Alpes Occidentales (Bistacchi *et al.* 2000 ; Champagnac *et al.* 2004 ; Malusà *et al.* 2005 ; Sue et Tricart 2002 ; Tricart *et al.* 2004) permet à Strzeczynski *et al.* (2004) de proposer un âge entre 32 et 22 Ma pour la première génération de failles et de 5 Ma pour la seconde.

2.5.2 Massif d'Ambin

2.5.2.1 La série sédimentaire du Massif d'Ambin : le Groupe d'Ambin

Les travaux descriptifs de Goguel (1955) ; Hermann et Raguin (1930) ; Laffitte et Goguel (1952) avaient permis à Michel (1957) de subdiviser le socle cristallin du Massif d'Ambin en deux groupes :

- **Le Groupe de la Claréa**, à la base, est constitué essentiellement de micaschistes variés polymétamorphiques, ayant connu une évolution thermo-barométrique anté-alpine (Borghi *et al.* 1999 ; Gay

1971).

Il se distingue du Groupe d'Ambin par sa teinte très sombre et souvent bleutée, due à l'abondance d'amphiboles sodiques.

- **Le Groupe d'Ambin** est une série de lithofaciès permien à permo-triasiques présumés qui surmonte ce socle ancien. Il est représenté par des gneiss albitiques à phengite et chlorite dont la base, marquée par des métaconglomérats blancs, soulignerait le contact stratigraphique avec le Groupe de la Clarea. Au-dessus, on trouve le Groupe d'Etache classiquement attribué au Permo-Trias "r-t" puis les quartzites blancs du Werfénien "tQ".

La colonne litho-stratigraphique décrite ci-dessous (Figure 2.23) a été établie le long des contacts Ambin-Claréa par (Ganne 2003). Suite aux travaux de reconnaissance pour le projet du tunnel réalisés par le BRGM, la spécification du Groupe de la Clarea a été maintenue (notée SC), en revanche le Groupe d'Ambin a été décomposé en quatre formations : GA1, "r-tCg", GA3 et GA2 sur la base d'arguments lithologiques (Baudin *et al.* 2006a), ces travaux sont résumés ci-dessous.

- **Le Groupe d'Etache** (Gay 1971), correspond aux schistes et quartzites phylliteux du Permo-Trias "r-t" identique à celui de la Zone Vanoise. Ici, il ne surmonte pas directement des conglomérats Loutraz "r-tCg", deux sous-groupes GA2 et GA3, et s'intercalent entre les deux faciès permo-triasiques de la série de Vanoise classique :
- **GA3**, qui correspond à des niveaux supérieurs et plus fins des conglomérats de Loutraz et dans la continuité,
- **GA2**, défini comme des micaschistes quartziques, dont une partie pourrait être d'origine volcano-sédimentaire (tuf).

Le lithotype **GA1** d'âge présumé Permien ou Permo-Trias est un faciès d'origine sédimentaire. Il sépare le Groupe de la Claréa du Groupe d'Ambin. De couleur beige à brunâtre, il prend peu à peu une teinte verdâtre vers le haut. Des galets de quartz verdâtres se multiplient au sommet formant de véritables micro-conglomérats. Ceux-ci évoluent progressivement vers des niveaux phylliteux verdâtres parsemés de petits cristaux de silice et carbonate.

2.5.2.2 Etude structurale au Massif d'Ambin

Des travaux d'analyse structurale du Massif d'Ambin ont été initiés par Ganne (2003). Il distingue essentiellement trois phases de déformation ductile et syn-métamorphique (D1,D2,D3), datées selon la méthode Ar/Ar. Ces déformations seront intitulées *D1Am*, *D2Am*, *D3Am* avec l'indice "Am" pour les attribuer au massif d'Ambin.

- **La première phase *D1Am***, correspond à la mise en place des nappes Schistes Lustrés des Gypses et de la Dent-Parrachée. Elle s'enregistre essentiellement dans le socle de la Claréa ayant subi des conditions maximum d'enfouissement de Haute Pression (grenats et glaucophane) et daté autour 50-44 Ma (Ganne 2003). La linéation minérale *L1Am* associée aux conditions HP donne une direction d'étirement N-S à NW-SE (Figure 2.24-A et-B). La dispersion de la linéation résulterait d'une réorientation causée par une déformation postérieure.

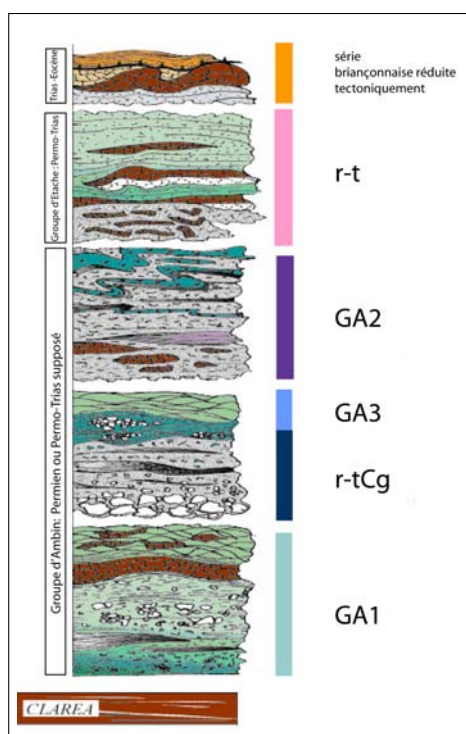


FIGURE 2.23 – Log synthétique des séries sédimentaires du Groupe d'Ambin, modifié d'après Ganne (2003).

- **La seconde phase $D2Am$** , correspond aux chevauchements de vergence E, $\Phi 2Am$ (zones de cisaillement et plis associés, Figure 2.24). Elle se manifeste à partir de l'interface entre le Groupe de la Claréa et le Groupe d'Ambin. Elle enregistre dans un premier temps (43-42 Ma) des conditions métamorphiques de rétro-morphose des schistes bleus vers les schistes verts (12 kbar - 500°C) et se poursuit (à 34 Ma) dans des conditions des schistes verts (9-5 kbar, 300°C). Les linéations minérales $L2Am$ associées sont globalement orientées selon la direction SE-NW (Figure 2.24-A et-B). Ceci est compatible avec les directions de rétrocharriage et rétrodéversement des structures observées dans le secteur de la Vanoise (selon $D3V$, cf. Tableau 2.2, p. 58, (Baudin *et al.* 2006a ; Dondey 1986 ; Ganne 2003 ; Platt et Lister 1985a ; Strzeczynski 2006). Notons pour la suite que cette déformation se matérialise à l'Ouest du massif par des décollements du groupe d'Ambin en rétro-chevauchement sur le socle de la Claréa, à l'origine de l'unité dite de "Bellecombe" [(Baudin 2007), cf. Figure 2.28].
- **La troisième phase $D3Am$** , est décrite comme des détachements de vergences antithétiques de part et d'autre du massif (à pendage W à l'Ouest du massif et pendage E à l'Est du massif). Ganne *et al.* (2006) interprète ces structures comme résultant de la formation du "Dôme" d'Ambin dans les conditions de la transition cassant-ductile. $D3Am$ reprend en extension les rétro-chevauchements $D2Am$. Elle interviendrait aux stades tardifs de l'exhumation du massif d'Ambin.

Un événement supplémentaire distensif et post-rétrocharriage (post- $D2Am$) a été mis en évidence dans le cadre des travaux de reconnaissance pour la Nappe des Gypses en bordure occidentale du massif d'Ambin Baudin (2007). Le résumé des principaux résultats de cette étude sont présentés ci-après.

A la suite des travaux de Ganne (2003), Gerber (2008) a repris l'étude du Massif de la Vanoise et du Massif d'Ambin en Maurienne. Il a systématiquement cherché à associer déformations, conditions P-T (méthode

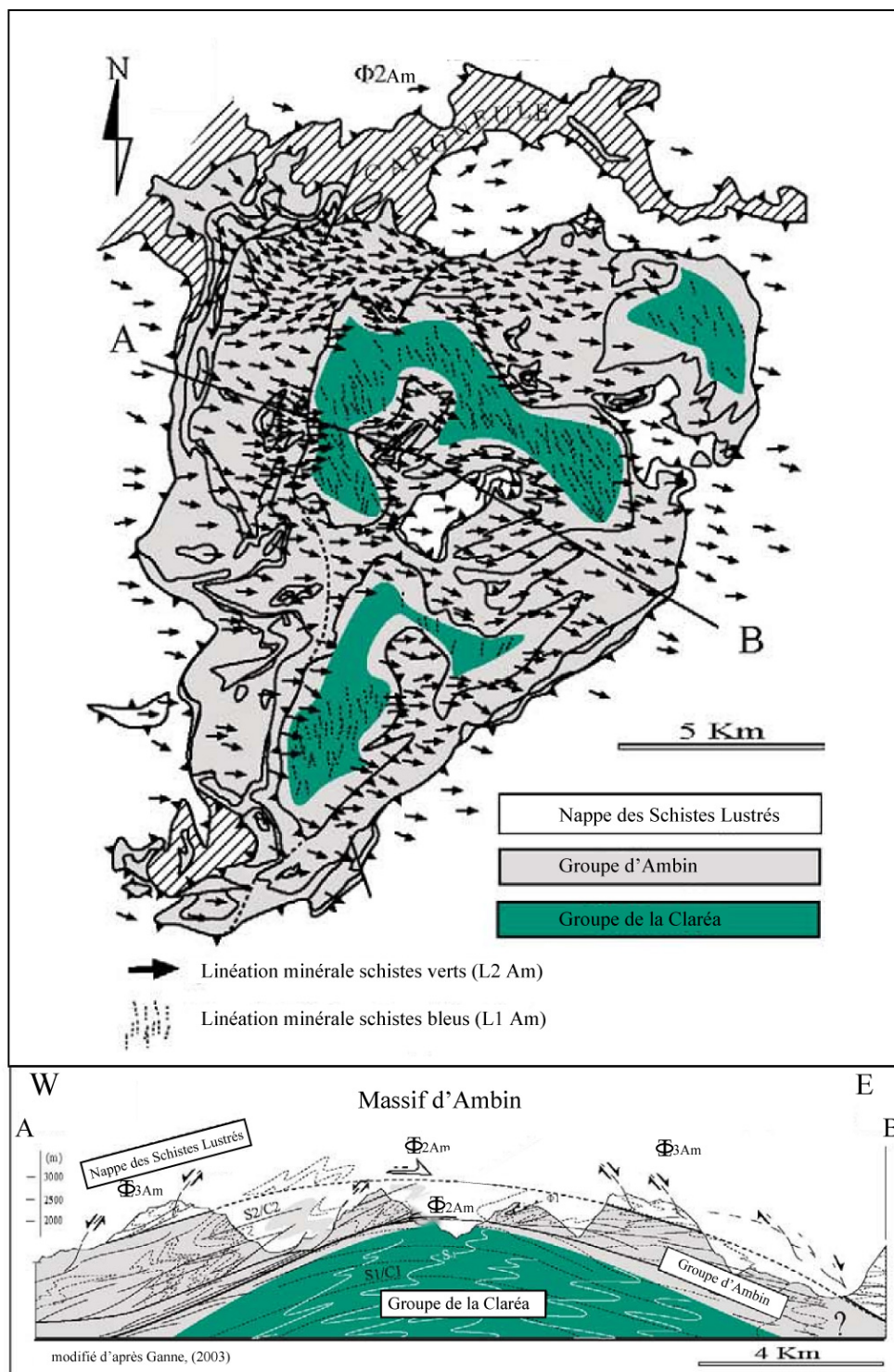


FIGURE 2.24 – Schéma structural et coupe du massif d'Ambin. Ce massif consiste en une superposition de nappes. Le Groupe de la Claréa, la nappe la plus profonde, a préservé une déformation précoce $D1Am$ associée à un étirement vers le N-NW dans des conditions de HP-BT. Les deux autres nappes sus-jacentes, Groupe d'Ambin (cf. §.2.5.2.1, incluant le groupe d'Etache) et nappe des Schistes Lustrés (métasédiments Liguro-Piémontais) sont marquées par des cisaillements de vergence E, $\Phi 2Am$ de la déformation $D2Am$, carte et coupe d'après Ganne (2003).

multiéquilibré) et âges radiométriques (Ar/Ar *in situ*). Il résume ses résultats de la façon suivante :

- La première phase ($D1 = D1Am$) se produit dans les conditions du faciès des schistes bleus et elle correspond au début de l'exhumation des unités briançonnaises subduites. Il existe un fort contraste de conditions P-T entre les unités de couverture (11kbar-300°C) et les unités de socle (17kbar-480°C) pour le pic métamorphique. Ce contraste est la conséquence d'un découplage précoce entre socle et couverture au cours de l'enfouissement pendant une phase de cisaillement vers l'ouest.
- La phase seconde phase ($D2 = D2Am$) regroupe dans un continuum plusieurs phases des auteurs antérieurs. Elle commence vers 43 Ma dans le faciès des schistes bleus et continue dans le faciès des schistes verts. La déformation la plus intense correspond à la formation de grands cisaillements vers l'est (C2) entre 37 et 34 Ma. Un réchauffement généralisé (max 100°C) mais limité affecte l'ensemble des séries. Le pic thermique est ainsi atteint dans le socle (530°C-7kbar) et dans la couverture (350°C-6kbar).
- Vers 30 Ma, toujours dans le même continuum de cisaillement vers l'E, les unités de socle et de couverture sont juxtaposées autour de 30 Ma (3-4kbar-350°C) et les dernières déformations ductiles sont enregistrées vers 28 Ma.
- La fin de l'exhumation dans le domaine cassant se produit entre 28 et 5 Ma avec des vitesses d'abord élevées (1.5 km/Ma) entre 28 et 20 Ma, puis très lentes vers 3 km de profondeur entre 20 et 5 Ma, avant une nouvelle accélération de l'exhumation depuis 5 Ma.

Ces résultats, s'ils sont globalement compatibles avec les travaux antérieurs, ont le mérite de simplifier l'histoire tectonique, particulièrement celle de l'exhumation et de proposer un calendrier précis.

2.5.3 Entre les Massifs de Vanoise et Ambin : reconnaissance géologique de la Zone des Gypses : éléments inédits d'après l'Avant-Projet de Référence, LTF, Baudin (2007)

2.5.3.1 Présentation générale

La Zone des Gypses est une zone intercalée entre la bordure orientale de la Zone Vanoise et la bordure Occidentale de Zone d'Ambin. Sur un plan cartographique, cette zone "intermédiaire" est essentiellement occupée par la Nappe des Gypses. Elle comprend aussi la Nappe de la Dent-Parrachée qui semble inexistante en contrebas de la vallée de l'Arc (cf. Figure 2.25). La "Nappe des Gypses" est constituée d'une épaisseur très importante de gypse pouvant atteindre plus de 800 m en bordure de l'Arc (d'après les forages). Elle s'étend jusqu'en Zone Liguro-Piémontaise où elle repose de manière discontinue sous le contact de base des Schistes Lustrés. Ces gypses sont donc, d'un point de vue structural, "chapeautés" par les Schistes Lustrés et chevauchent la Nappe de la Dent-Parrachée (au Nord) et la couverture de la Zone Vanoise (en bordure de l'Arc, au Sud) au cours de l'événement $D1V$ (cf. § 2.5.1.3).

Pour tenter de comprendre les relations structurales de la Zone Vanoise, la Zone des Gypses et la Zone d'Ambin à la profondeur du tracé du tunnel, LTF engage des reconnaissances complémentaires dans ce secteur comprenant l'implantation de forages (F21, F31, F67, cf. Figure 2.25) et des reconnaissances géologiques de surface couplées à des examens chrono-stratigraphiques sur carottes.

Ces études réalisées par le BRGM ont permis :

- d'identifier une nouvelle unité confinée entre la couverture de Vanoise (unité de l'Esseillon) et la Nappe des Gypses : **l'Unité des Lozes**.
- d'établir une stratigraphie au sein des évaporites de la Nappe des Gypses et de préciser les événements tectoniques subis dans ce secteur depuis la bordure orientale de la Vanoise jusqu'à la pointe de Bellecombe (cf. Figure 2.28)

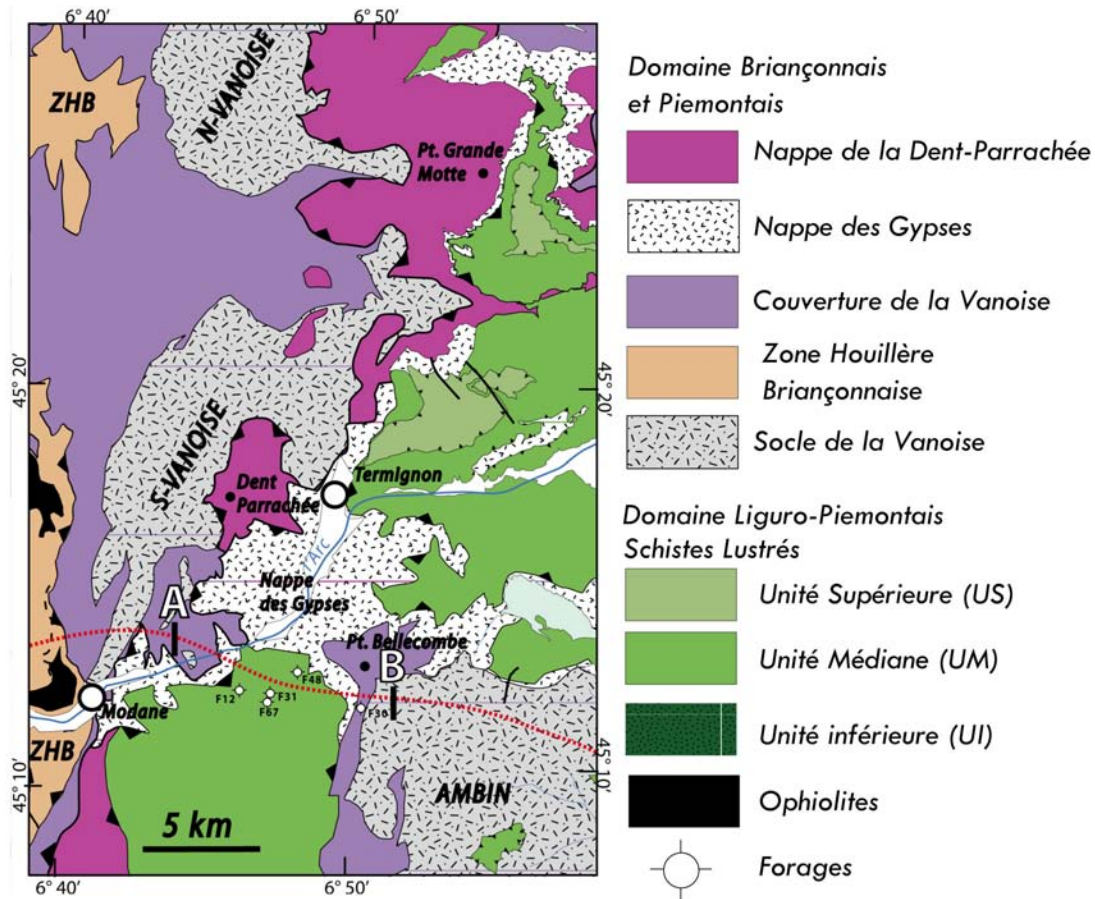


FIGURE 2.25 – Schéma structural de la " Zone des Gypses ". On remarque entre les Massifs d'Ambin (au SE) et de la Vanoise (au NE) la disparition de la Nappe de la Dent-Parrachée. La coupe A-B fait référence à la Figure 2.28.

2.5.3.2 Stratigraphie de la Zone des Gypses

La majeure partie des caractérisations lithologiques acquises s'est faite grâce à une analyse détaillée et une corrélation des forages (F31, F67, cf. Figure 2.25 pour localisation).

L'Unité des Lozes identifiée montre une stratigraphie très similaire avec la Nappe de la Dent-Parrachée (Unité Grande-Motte, cf. Figure 2.26). La stratigraphie définie consiste en une barre dolomitique, "t6" (norienne) surmontée par des calcaires sombres "jL", bréchiqes "jLbr" (Lias ou Dogger) puis par les calcschistes massifs (Marbres chloriteux "j4-7", Crétacé supérieur, "cs"). Les carbonates et calcschistes du Lias, très largement représentés dans la Nappe de la Dent-Parrachée (au Nord), existent également dans

l'Unité des Lozes, mais de manière très réduite, sous la forme de calcschistes gréseux présents à la base des calcaires jurassiques " jL " .

L'Unité des Gypses s'intercale d'un point de vue stratigraphique entre les dépôts de l'Unité de l'Esseillon (Trias inférieur à Carnien inférieur) et les dépôts de l'Unité des Lozes (Norien supérieur à Crétacé supérieur). L'ensemble de la formation des Gypses est donc attribué à un âge Carnien supérieur à Norien inférieur. L'étude du BRGM a permis de distinguer différents faciès au sein des évaporites calées et organisées selon un modèle de grands cycles Transgression-Régression, compatible avec la chartre chronostratigraphique du Trias. L'organisation proposée est la suivante (cf. Figure 2.26), de haut en bas :

- un membre évaporitique à la base "tGng" du Carnien supérieur ;
- un membre carbonaté (calcaires et dolomies : "CDng", "Cng", "Dng") correspondant à la phase de transgression du Carnien supérieur ;
- un ou plusieurs niveaux de Schistes et grès ("SGng", Carnien supérieur) associés aux carbonates ;
- une épaisse série évaporitique alternant à toutes les échelles avec des dolomies ("GDng", Norien inférieur).

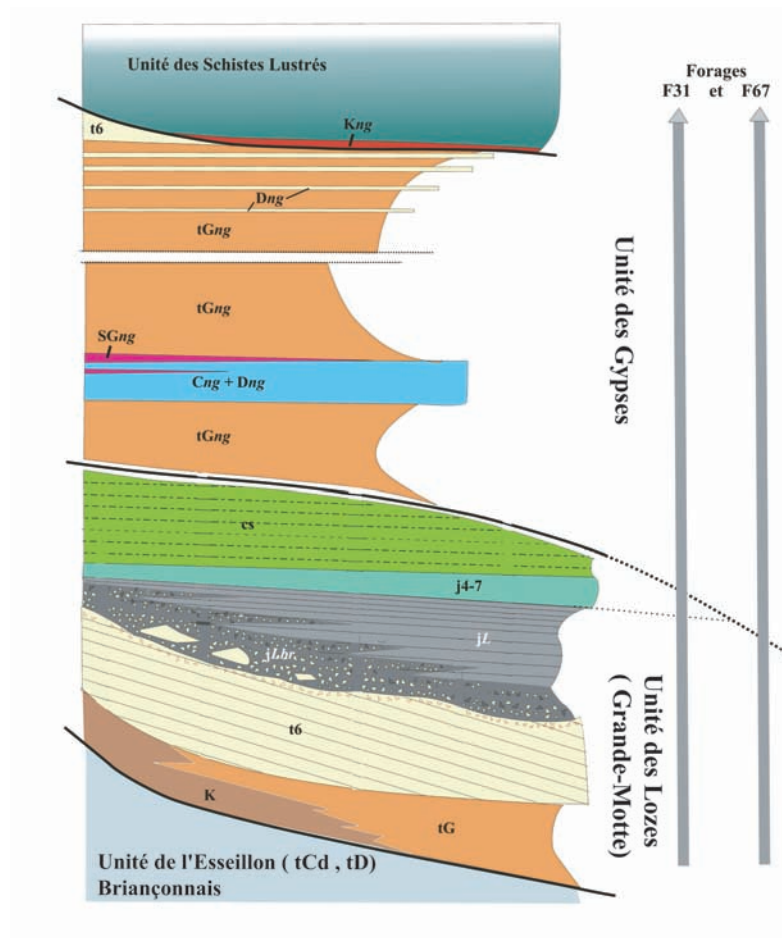


FIGURE 2.26 – Stratigraphie synthétique de l'Unité des Lozes (Grande-Motte) et de l'Unité des Gypses, d'après Baudin (2007), dans leur contexte actuel d'empilement tectonique, en contrebas de la vallée de la Maurienne. La position des forages F31 et F67 donne la localisation de cette coupe sur la carte.

2.5.3.3 Etude structurale

L'hypothèse d'un détachement entre les dômes de Vanoise et Ambin

La Dent-Parrachée, intercalée entre les unités briançonnaises et la Nappe des Gypses, disparaît brutalement en rive gauche de l'Arc, là où la Nappe des Gypses recouvre directement les unités briançonnaises (Figure 2.25). Elle devrait pourtant comme toutes les nappes supérieures (nappes des Gypses et Schistes Lustrés) surplomber les unités briançonnaises. L'unité des Lozes se retrouve néanmoins en contrebas de la vallée de l'Arc.

Compte tenu de ce constat cartographique et des similitudes observées entre la stratigraphie de la Nappe de la Dent-Parrachée et de l'Unité des Lozes, Baudin (2007) envisage, comme l'avaient suggéré avant lui Fudral *et al.* (1994), le fonctionnement d'un détachement entre les massifs de la Vanoise et d'Ambin qui aurait abaissé le massif d'Ambin vers le SE. Cette hypothèse pourrait expliquer la soustraction en fond de vallée de la Nappe Dent-Parrachée représentée aujourd'hui par l'Unité des Lozes, comme cela est schématisé ci-dessous (cf. Figure 2.27). D'autres failles et accidents reconnus au contact des unités briançonnaises et de la nappe des Gypses pourraient jouer au sein de l'unité de l'Esseillon dans ce contexte distensif (Figure 2.28). D'après les études structurales réalisées dans l'unité de Bellecombe (cf. Avant Projet de Référence, LTF, Baudin (2007)), cet événement extensif intervient postérieurement à la phase de rétro-chevauchement, D2Am (cf. 2.5.2.2), reconnue en bordure occidentale du Massif d'Ambin. Nous lui attribuons l'appellation de D4nG.

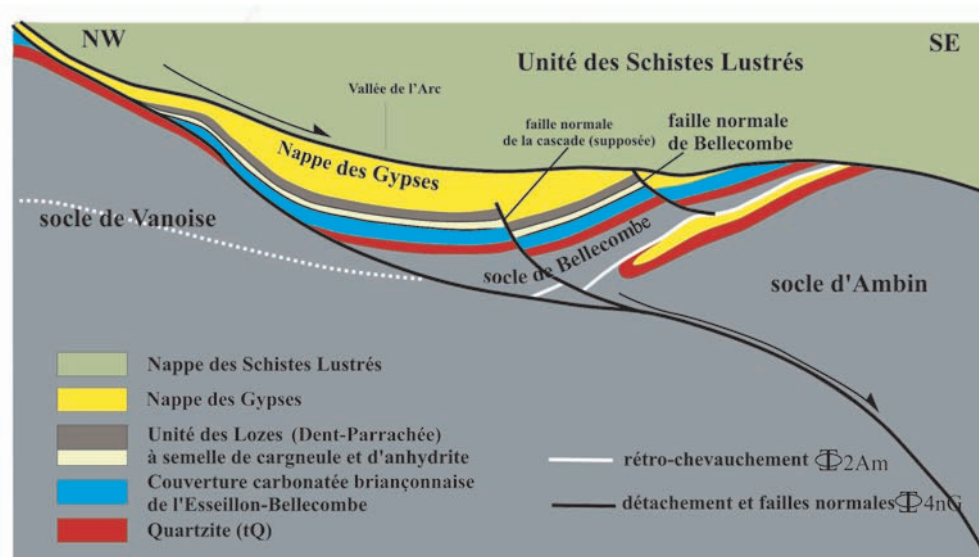


FIGURE 2.27 – Représentation schématique des détachements à la fin de l'extension Φ_{4nG} , sur un transect Aussois-vallon d'Etache (cf. Figure 2.25 pour localisation). Sont distinguées les unités de Bellecombe et d'Ambin qui, d'après l'interprétation de Baudin (2007), présentent une structure globale basculée vers le NW (roll over), induite par un plan de détachement basal Φ_{4nG} . L'unité de Bellecombe constituée de la même série stratigraphique briançonnaise que l'unité de l'Esseillon, est affectée par des failles normales qui accommodent cette déformation (cf. Figure 2.28 et Figure 2.29).

Plissement tardif "D5nG"

Cette déformation tardive, post-D4nG, façonne définitivement la structuration du secteur de la "Nappe des Gypse". Il s'agit d'une compression N-S à NW-SE provoquant l'inversion du détachement Φ_{4nG} de

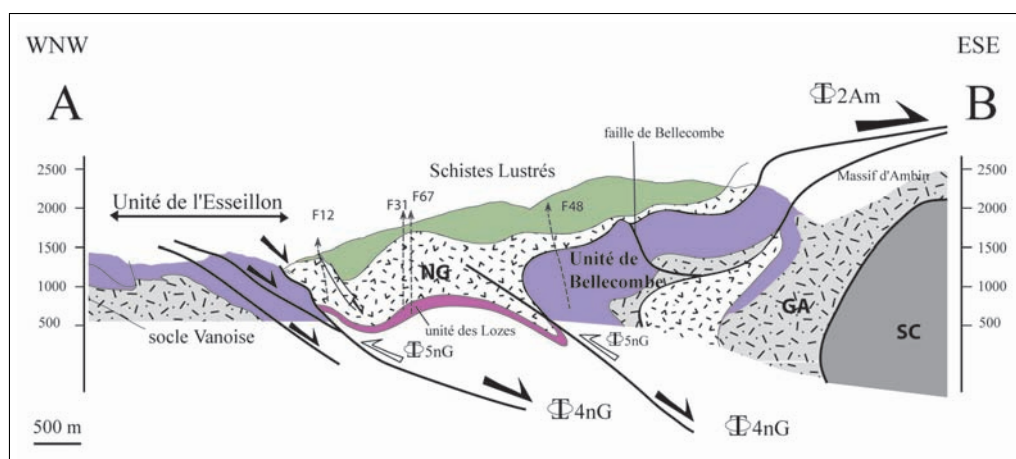


FIGURE 2.28 – Bordure occidentale du massif d'Ambin selon la coupe géologique prévisionnelle du projet de tunnel (extrait de la coupe verticale à 1/25 000, le long du tracé, Avant-Projet de Référence, Baudin (2007)). La coupe illustre les différentes étapes de structuration de la bordure occidentale du massif d'Ambin : les décro-chevauchements top E, $\Phi 2Am$ individualisant l'Unité de Bellecombe ; les détachements, $\Phi 4nG$ qui entraînent les nappes de la Zone des Gypses et les schistes Lustrés en fond de vallée. Une dernière phase de plissement tardive réutilise les plans de détachements en mouvement inversé, $\Phi 5nG$. Cette étape est responsable, entre autre, de la formation du pli de Bellecombe (cf. photo interprétée, en Figure 2.29).

l'Unité de Bellecombe (cf. Figure 2.27). Cette compression engendre localement la formation du méga-pli de Bellecombe (cf. Figure 2.29). Les géologues du BRGM proposent d'étendre cet événement à la zone Vanoise pour expliquer les flexurations de grande amplitude responsables des variations de plongement anticlinaux (syn-D3V) du Râteau d'Aussois et de l'Aiguille Doran (cf. D5V §. 2.5.1.3).

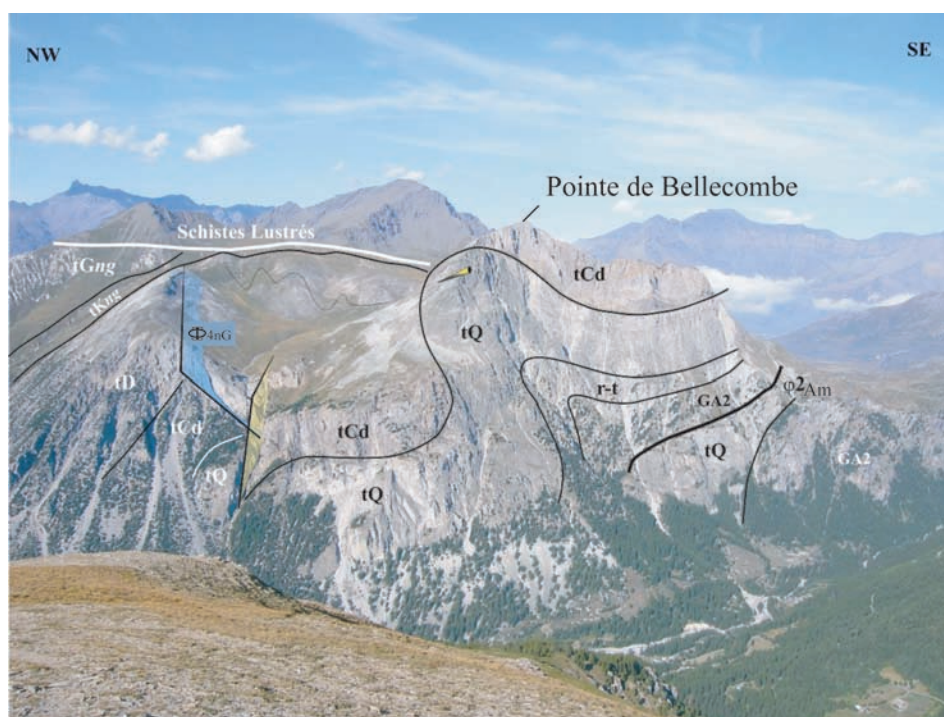


FIGURE 2.29 – Vue panoramique vers le Nord d'un pli de Bellecombe interprété par Baudin (2007). On distingue du SE vers le NW le rétro-chevauchement $\Phi 2Am$ qui provoque le redoublement des quartzites (cf. D2Am §. 2.5.2) et, la faille normale $\Phi 4nG$ de Bellecombe (en bleu) dont l'inversion $\Phi 5nG$ est à l'origine du pli de la Pointe de Bellecombe. En jaune, une faille tardive NE-SW.

Vanoise couverture				Nappe des Gypses/Dent-Parrachée				Vanoise-Ambin(socles)				Vanoise sud (socle+ couverture)		Ambin (socle + couverture)	
Age	Phase	Régime		Phase	Régime			Age	Phase	Régime		Age	Phase		
22-5 Ma	D6V	extension tardive	faille tardive NE-SE et faille N-S (2)	D6nG	extension tardive	faille tardive NE-SE et faille N-S (2)		23-18 (AFT)				conditions cassantes		conditions cassantes	
?	D5V	plissement tardif	plissement NW-SE régionale (3)	D5nG	plissement tardif	plissement NW-SE (Pli de Ballescombel) (3)									
?	D4V	extension régionale	secteur Modane-Avrieux : Failles Normales extension vers le SE en bordure orientale (2) (3)	D4nG	extension régionale	Détachement et faille en extension vers le SE (3)		28 Ma				transition cassant-ductile		transition cassant-ductile	
32 - 35 Ma	D3V	Déformations de vergence E	secteur Sapèy-Orrière: décrochevauchement et plis NE-SW de vergence E rétrocharriage (1)			secteur "Plan d'Amont" et "Plan d'Aval": zone de cisaillement top E (2)	extension régionale	28 - 37 Ma	D2		"Doming" (5)	disaillement vers IE/SE et localement vers IW (6)		disaillement vers IE/SE et localement vers IW (6)	
			secteur Modane -Avrieux: est mal maqué (2)				Déformations de vergence E	37 - 43 Ma			Chevauchement et plis associés de vergence E dans GA (5)	S2 pendage NW, plis NE-SW facés SV (6)		S2 pendage NW, plis NE-SW facés SV (6)	
37 - 40 Ma	D2V	Déformations de vergence NW	secteur de Modane-Avrieux: plis NE-SW précoces déversés vers le NW (1)		Déformations de vergence NW	grands plis couchés vers le NNW (4)		44 - 50 Ma	D1Am	Déformations de vergence N-NW	L1Am étirement NNW-SSE (HP) dans SC (5)	50 Ma	D1	L1 NW-SE (HP), cisaillement pur dominant (6)	L1 NW-SE (HP), cisaillement pur dominant (6)
			secteur Sapèy-Orrière : est mal préservé (1)												
40 Ma	D1V		secteur Modane -Avrieux : L1V minéral (HP-BT) top NW-SE (2)			charriage sur le domaine de la Vanoise (4)									
			secteur Sapèy-Orrière :est mal préservé (1)												

TABLE 2.2 – Synthèse des déformations observées en Zone Interne Briançonnaise. Références : (1) cette étude (voir chap. A) ; (2) Strzeczynski (2006) ; Strzeczynski *et al.* (2004) ; (3) Baudin (2007) ; (4) Dondey (1986) ; Jaillard (1984) ; Platt et Lister (1985a) ; (5) Gamne (2003) ; Gamne *et al.* (2004, 2007, 2006) ; (6) Gerber (2008).

2.6 Les domaines Piémontais et Liguro-Piémontais

2.6.1 Présentation générale

Ces secteurs sont constitués d'une part, des unités continentales issues de la paléomarge européenne (domaine piémontais) et d'autre part, des unités océaniques issues du domaine océanique liguro-piémontais (Deville *et al.* 1991 ; Fudral *et al.* 1994). Les unités continentales sont représentées par les paragneiss et orthogneiss des massifs du Grand Paradis et de Dora-Maira. Ces unités apparaissent en fenêtres sous l'ensemble des unités océaniques des Schistes Lustrés. Les Schistes Lustrés sont constitués de lambeaux de plancher océanique (métagabbros, serpentine, basaltes) associés à des métasédiments provenant d'une sédimentation pélagique d'âge Liasique à Crétacé supérieur au sein de l'océan Ligure (ou Téthys).

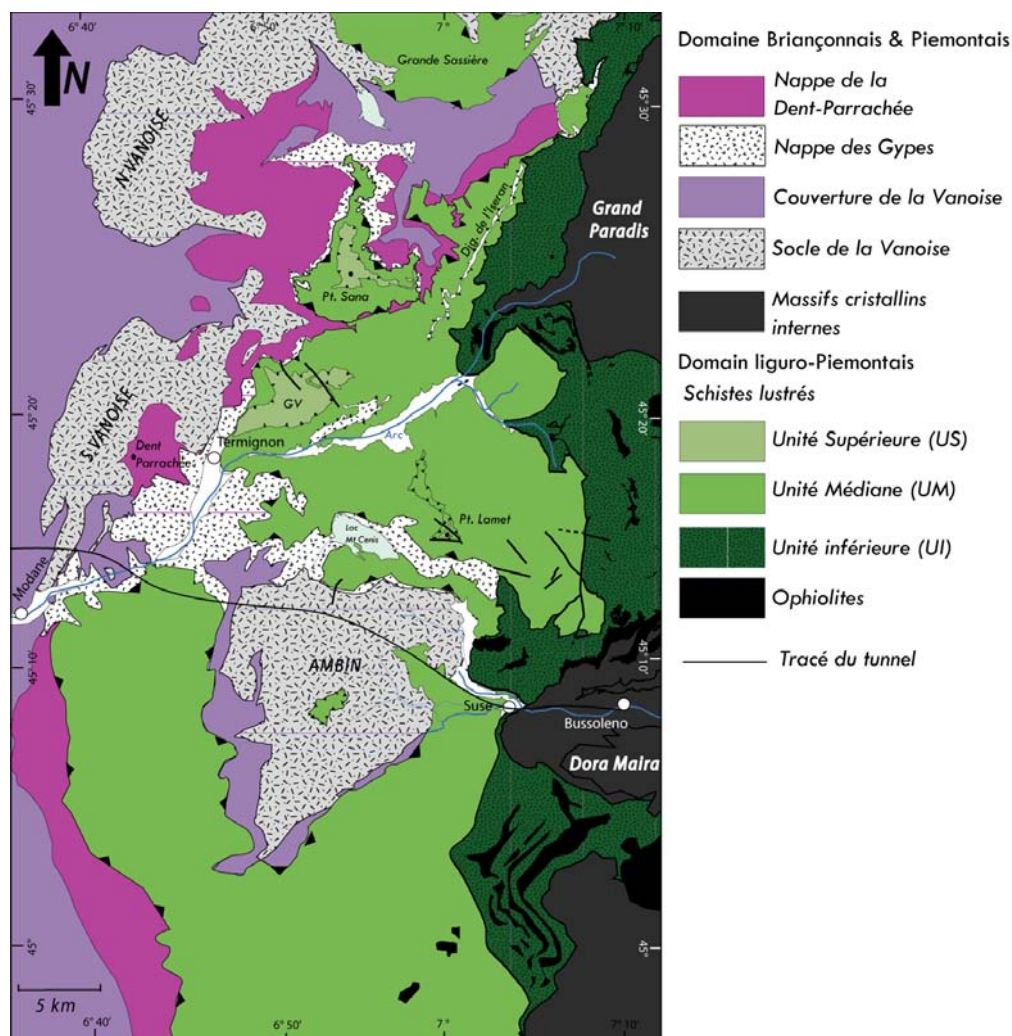


FIGURE 2.30 – Relations structurales entre les domaines briançonnais, piémontais, liguro-piémontais et découpage tectono-métamorphique de ce dernier.

2.6.2 Unités lithologiques du domaine Liguro-Piemontais

Les Schistes Lustrés sont subdivisés en quatre unités définies pour leurs caractères tectoniques, lithologiques et métamorphiques (Deville *et al.* 1992 ; Fudral *et al.* 1994).

- L'unité dite inférieure (UI) est située structuralement à la base du complexe des Schistes Lustrés. Elle est constituée d'une forte proportion d'ophiolites et de schistes pélitiques ayant subi des conditions métamorphiques de type éclogitique.
- L'unité médiane (UM), située en position intermédiaire, est principalement constituée de schistes pélitiques, calcschistes et de très peu de metabasites ayant été marqués par des conditions métamorphiques de type schistes bleus.
- L'unité dite supérieure (US) est placée structuralement au sommet de la pile des Schistes Lustrés. Elle est constituée exclusivement de schistes pélitiques ayant subi des conditions de métamorphisme de type schistes bleus, mais moins élevée que celui de l'UM. Le même faciès métamorphique a été attribué à l'unité dite du Grand Vallon (GV). Elle est placée structuralement au même niveau que l'US. Sa nature lithologique et son âge (Crétacé terminal) rappellent les flyschs à Helminthoïdes à cause de leurs caractéristiques de type distales, et sans doute déposés dans un fond hémipélagique non calcaire (Fudral *et al.* 1994).

Ces unités sont affectées par des déformations ductiles évoluant depuis le faciès et schistes bleus et devenant très intense dans des conditions du faciès des schistes verts (Deville *et al.* 1992). Si l'exhumation des Schistes Lustrés fut d'abord interprétée comme résultant uniquement de la mise en place des nappes vers le NW (Caron 1977 ; Deville *et al.* 1992 ; Platt 1986), d'autres auteurs ont plus récemment proposé d'associer ce phénomène à de grands détachements de vergence est et ouest (Agard *et al.* 2001, 2002 ; Ballèvre *et al.* 1990 ; Ganne *et al.* 2005 ; Rolland *et al.* 2000).

Les déformations ductiles subies par les Schistes Lustrés ont été décrites séparément, d'une part au Nord du massif d'Ambin (Deville *et al.* 1992 ; Rolland *et al.* 2000) et d'autre part au Sud de ce même massif (Agard *et al.* 2001, 2002 ; Schwartz *et al.* 2000a).

2.6.3 Analyses structurales des Schistes Lustrés au Nord du massif d'Ambin

Les analyses cinématiques effectuées dans ce secteur sont basées sur la description des champs de déformations finies. Les trajectoires du plan d'aplatissement principal, des linéations minérales, ainsi que des plans de cisaillement qui caractérisent les déformations post-HP ont été cartographiés (Deville 1987 ; Rolland *et al.* 2000).

De cette analyse, les auteurs constatent un partitionnement géographique de la déformation ductile post-HP avec (cf. Figure 2.31) : des cisaillements de vergence l'ouest (I) dominant en bordure du Grand Paradis, recoupés de cisaillements de vergence vers l'est (II) ; une forte composante d'aplatissement marquée par des cisaillements conjugués à vergence E et W est observée au sommet des dômes cristallins (Grand Paradis et dômes briançonnais). Toutes ces structures semblent régionalement être recoupées par des cisaillements plus tardifs opérant dans le domaine de la transition cassant-ductile (flèches blanches, Figure 2.31).

- Les cisaillements de vergence ouest (I) sont matérialisés par des contacts tectoniques extensifs majeurs de pendage ouest qui séparent (1) le massif du Grand Paradis de l'Unité océanique Inférieure

(UI) et (2) l'unité océanique Inférieure de l'Unité Médiane (UM). Ils montrent des mouvements toujours dirigés vers l'Ouest (linéations d'étirement, structures C/S, plis d'entraînement associés de vergence ouest). Cette cinématique s'exprime également au sein de l'unité médiane à l'approche de la "digitation de l'Iseran" (Deville 1987) par la présence d'une large zone de cisaillement vers l'Ouest.

- Les cisaillements conjugués sont observés aux sommets et entre les dômes de socles briançonnais (Vanoise, Ambin) et piémontais (Grand Paradis). Ils sont interprétés comme un fort aplatissement à l'aplomb des massifs, sans doute mis en place au moment de leur remontée en surface.
- Les cisaillements de vergence est dominants (II) reprennent les fentes de tension associées à l'extension vers l'Ouest (I) et impliquent surtout la bordure orientale des massifs briançonnais. L'étude des inclusions de fluides montre que l'ensemble des unités océaniques (UI et UM) évolue conjointement dans les conditions du faciès des schistes verts avec des pressions de 3-4 kbar. Ainsi, l'auteur considère que ces cisaillements vers l'Est correspondent à des conditions de plus faibles T et P que celles associées aux cisaillements vers l'Ouest. Si nous devons associer ces cisaillements aux déformations reconnues au Massif d'Ambin, nous pourrions considérer que ces cisaillements extensifs vers l'Est correspondent au second stade schistes verts (3-5 kbar) de la déformation *D2Am* décrite par Ganne *et al.* (2007).
- Les cisaillements tardifs fonctionnent régionalement en recoupant dans des domaines plus froids (transition cassant-ductile) les cisaillements précédemment décrits.

2.6.4 Analyses structurales des Schistes Lustrés au Sud du massif d'Ambin

Les Schistes Lustrés dans ce secteur sont essentiellement structurés par une foliation régulièrement pentée vers l'Ouest. Une étude tectono-métamorphique et radiochronologique de haute résolution entre Fraitève et Finestre met en évidence deux phases de déformation (syn- à post-HP) . Ces phases sont responsables de l'exhumation des Schistes Lustrés (Agard *et al.* 2001, 2002), consécutive à leur enfouissement par subduction océanique. Cette étude concerne des métapélites océaniques de faciès éclogitiques surmontant le massif de Dora-Maira et les métapélites océaniques du faciès des schistes bleus (plus à l'Ouest) montrant de forts caractères de rétro-morphose dans le domaine schistes verts. Compte tenu de leurs position structurale et de leurs faciès métamorphiques, ces deux ensembles peuvent être raisonnablement associés aux unités océaniques inférieures et médianes respectivement décrites pour les Schistes Lustrés du Nord d'Ambin.

L'exhumation des Schistes Lustrés est décrite comme résultant de deux phases distinctes, une phase ductile *D2sl* marquée par une forte composante d'aplatissement et des cisaillements vers l'Est et une phase *D3sl* marquée par des cisaillements vers l'Ouest opérant dans la transition ductile-cassant (Figure 2.31).

- Consécutivement à l'enfouissement *D1Sl* des dépôts océaniques (60-55 Ma, avec des pics de métamorphismes croissants d'Ouest en Est, de 12-13 kbar/300-350°C à 20-21 kbar/450-500°C), la phase *D2sl* se met en place entre 50 et 45 Ma, dans des conditions de rétro-morphose schistes bleus-schistes verts. Elle se développe ensuite très largement dans les conditions schistes verts.
- La troisième phase de déformation *D3sl* est marquée par des cisaillements simples à vergence ouest subparallèles à la bordure occidentale du massif de Dora-Maira. Active autour de 38-35 Ma, cette



déformation extensive qui recoupe la déformation D2sl présente des caractères de transition ductile - cassant qui évoluent par la suite dans des conditions cassantes (Agard *et al.* 2003).

2.6.5 Synthèse structurale du Nord au Sud du Massif d'Ambin : Discussions

Si les interprétations en termes de découpage de phase de déformation sont différentes selon les auteurs, les structures décrites du Nord au Sud du massif d'Ambin et leurs répartitions géographiques sont rigoureusement identiques. Elles comportent :

- une forte composante d'aplatissement au sommet et entre les dômes de socle briançonnais et piémontais,
- des cisaillements de vergence E à proximité des bordures orientales des massifs briançonnais,
- des cisaillements vers l'Ouest, subparallèles aux bordures du massif cristallin interne (Dora Maira et Grand Paradis), évoluant depuis des conditions ductiles jusqu'aux domaines cassants.

La différence entre ces deux études tient essentiellement au fait que pour Rolland *et al.* (2000), les cisaillements extensifs vers l'E (II) sont postérieurs aux cisaillements extensifs vers l'W (I), tandis qu' Agard *et al.* (2003, 2001, 2002) observent des cisaillements de vergence E (D2Sl) antérieurs à ceux de vergence W (D3Sl).

Quelque que soient les interprétations possibles de mise en place de ces structures, l'exhumation des Schistes Lustrés semble être intimement liée à la cinématique d'exhumation des massifs cristallins briançonnais et Piémontais qu'ils surplombent. Ces considérations seront discutées dans le cadre d'une reconstitution géodynamique à la suite de la description des données métamorphiques existantes sur cette transversale alpine.

Chapitre 3

Travaux de reconnaissances complémentaires et modélisation géométrique 3D

Le projet de liaison ferroviaire entre Lyon et Turin passe par la réalisation d'un tunnel traversant d'Ouest en Est les Alpes Occidentales. Ce tunnel empruntera la vallée de la Maurienne de Saint-Jean de Maurienne (Savoie, France) à Suze (Italie). Le Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM) a été chargé des reconnaissances géologiques par la Lyon Turin Ferroviaire (LTF). Le BRGM est intervenu tant pour les expertises de terrain que pour la description de forages, en vue de réaliser les coupes géologiques prédictives. Cependant la complexité structurale qui caractérise ce secteur très accidenté de la vallée de la Maurienne ne facilite en rien la «prédiction» des structures que traverseront les travaux du tunnel. Dans un tel cas de figure, la modélisation géométrique 3D est une aide précieuse à la prise de décisions en terme d'interprétation géométrique.

3.1 Introduction

L'objectif de ce chapitre est de compléter les données de terrain existantes sur la transversale de l'Arc (cf. chap 2) pour préciser les géométries à la profondeur du tunnel :

- en bordure occidentale de la Vanoise, (Secteur Sapey-Orgère, § 3.2)
- et au Massif de la Croix des Têtes en Zone Subbriançonnaise (§ 3.3).

Les reconnaissances de terrain ont pour objectif d'acquérir des données permettant de caractériser la géométrie des grandes structures (e.g plan stratification, foliation, axe de pli, plongement des axes, position de charnière). Les critères cinématiques (e.g. cisaillement, linéation) déjà documentés dans la littérature (cf. chap 2) sont abordés ici de manière partielle.

Ce travail contribue à la réalisation de la coupe prévisionnelle du tunnel :

- en apportant de nouvelles interprétations cartographiques du secteur Sapey-Orgère (§ 3.2, Figure 3.2)
- en proposant des solutions d'extrapolation des structures de surface jusqu'à la cote du tunnel (sections, § 3.5 et § 3.6).

La «prévision» des structures le long du profil du tunnel se fait via une méthode d'interpolation géométrique en trois dimensions. Cette méthode intègre à la fois les données géologiques de surface et les données de puits. Elle est utilisée en complément des méthodes de projections classiques.

Les précisions géométriques apportées par ce travail sont exploitées par la suite pour discuter des modalités de mise en place des accidents tectoniques majeurs impliqués.

3.2 Reconnaissances géologiques dans le secteur de «Sapey-Orgère»

Le secteur «Sapey-Orgère» est situé en zone Briançonnaise interne (Vanoise-Ambin). Il s'étend depuis l'écaille des «Gneiss du Sapey», à l'Ouest, jusqu'à la bordure occidentale du «pli du Râteau d'Aussois», à l'Est, en rive droite de la vallée de l'Arc (Figure 3.1).

Il est structuré par des grands plis subméridiens de vergence E et de décro-chevauchements senestres de même vergence.

L'Ecaille des «Gneiss du Sapey» est délimitée par deux décro-chevauchements tardifs de même type, mais sa structure interne présente une structuration globalement E-W.

3.2.1 La stratégie de terrain

Bien que cette zone ait été décrite lors de précédents travaux [e.g. (Debelmas *et al.* 1989 ; Dondey 1986 ; Détraz 1984 ; Ellenberger 1958)], les interprétations géologiques du secteur doivent être remises à jour compte tenu des nouvelles données de forages, inexistantes à l'époque.

La cartographie existante (Debelmas *et al.* 1989) s'est avérée très fiable. Cependant des levées de terrains complémentaires ont été nécessaires pour contraindre les géométries à la cote du tunnel.

Le principal objectif de nos levées de terrain est de :

- **suivre et cartographier les contacts anormaux,**
- **caractériser géométriquement les structures plicatives** (trace axiale, plongement des axes, foliations).

En parallèle, une analyse structurale est réalisée au sein de l'Ecaille des «Gneiss du Sapey» pour tenter d'expliquer sa structuration E-W dans un contexte pourtant essentiellement structuré en N-S.

3.2.2 Description des principales structures rencontrées

Les caractéristiques structurales de ce secteur sont détaillées d'Est en Ouest, et illustrées en Figure 3.2.

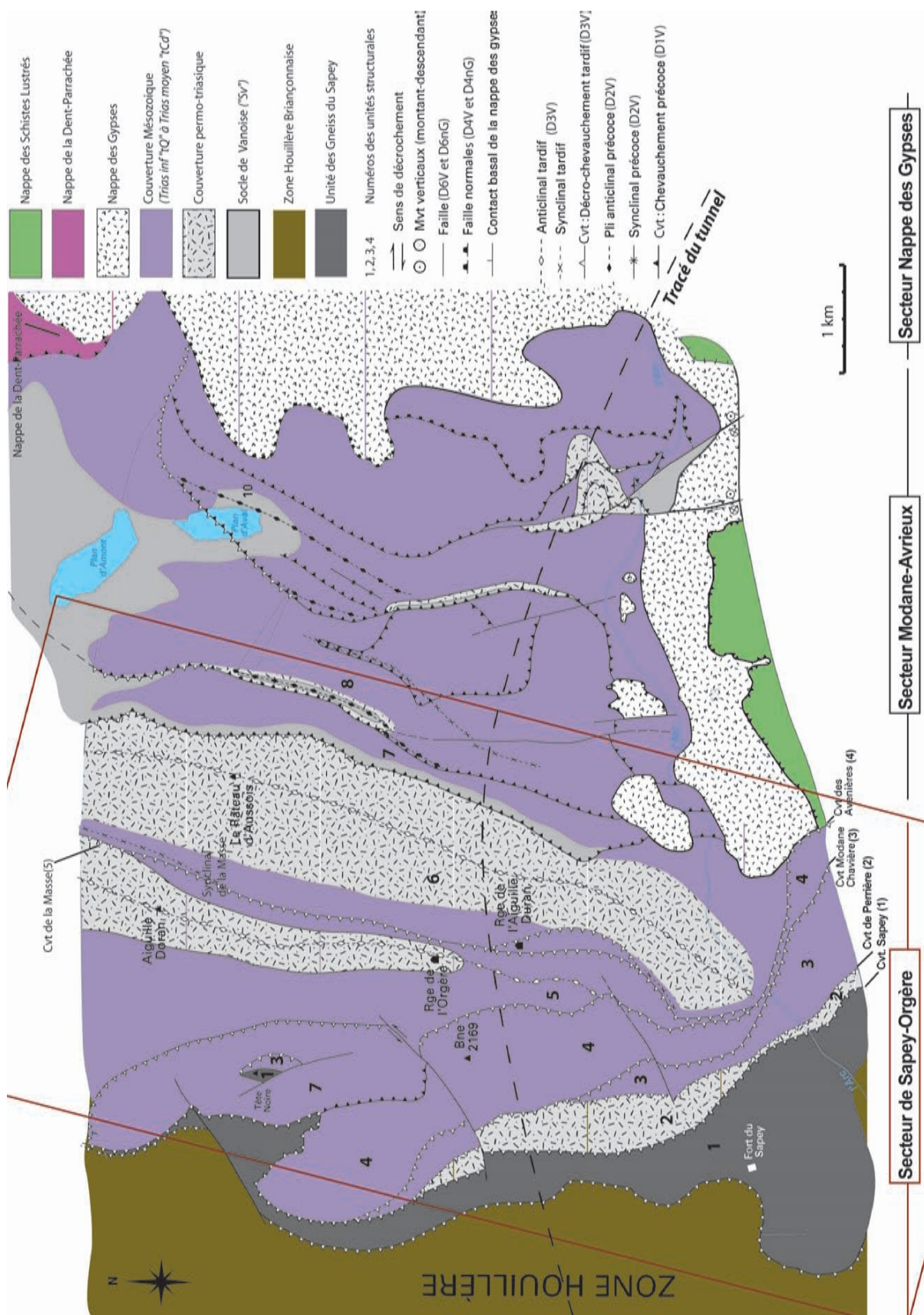


FIGURE 3.1 – Schéma structural du secteur "Sapey-Orgère", positionné dans l'intégralité de la Zone Vanoise (cf. § 2.5.1). Une carte géologique détaillée de la Zone Sapey-Orgère est disponible en Figure 3.2.

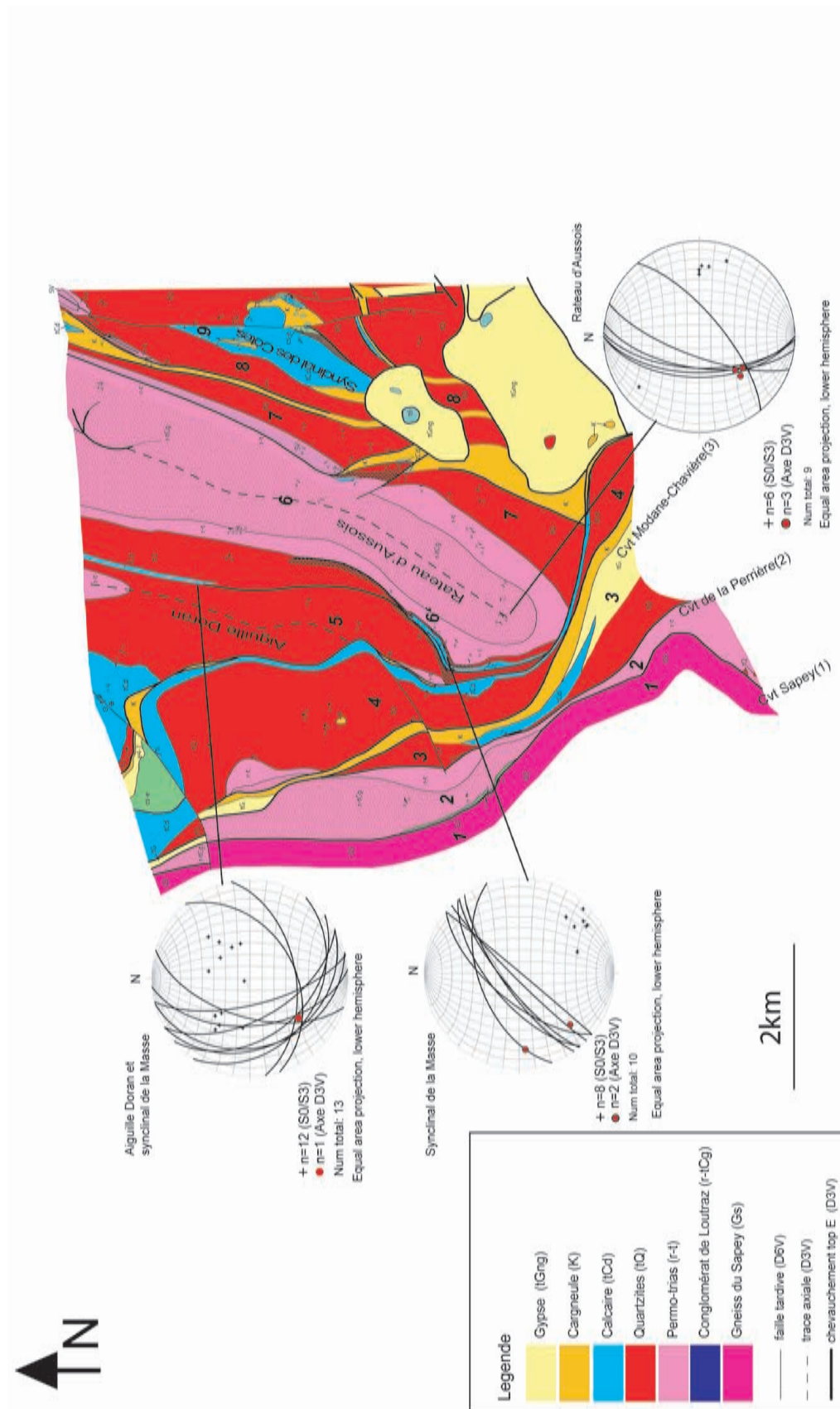


Figure 3.2

FIGURE 3.2 – Etude structurale du secteur Sapey-Orgère. Cette carte a été dessinée par le BRGM à partir de données structurales mises en commun pour la modélisation, (Baudin *et al.* 2006a). Les numéros qui figurent sur la carte individualisent les unités qui seront modélisées (cf. § 3.5.3.1 et 3.5.3.2), 1 : pour l'Ecaille des Gneiss du Sapey, 2 : pour l'Ecaille des Perrières, 3 : pour l'Ecaille de Modane-Chavière, 4 : pour l'Ecaille des Avenières, 5 : pour l'Unité de l'Aiguille Doran, 6 : pour l'Unité du Râteau d'Aussois et le synclinal de la Masse, 7-8-9 : pour le Synclinal des Cotes.

3.2.2.1 Description des structures chevauchantes

L'écaille des Gneiss du Sapey est séparée des grands plis par une zone extrêmement écaillée : la cicatrice Modane-Chavière Ellenberger (1958). Elle est structurée par des décro-chevauchements subméridiens de vergence SE.

Les contacts anormaux individualisent des unités tectoniques dont la composition lithologique décrite d'Est en Ouest rappelle une série briançonnaise inversée et montre la succession suivante (Figure 3.2) :

- les Gneiss du Sapey “Gs”
- leur couverture permo-triasique (“ $r - tCg$ ”, “ $r - t$ ”, “ tQ ”)
- leur couverture triasique (“ tQ ”, “ tCd ”).

Si on imagine le paysage de ce secteur avant la mise en place des décro-chevauchements, cette succession s'apparente (grossièrement) au flanc inverse d'un anticlinal à coeur de «Gneiss de Sapey».

Des levées précises effectuées avec le BRGM permettent de cartographier quatre décro-chevauchements. Ils délimitent quatre écailles successivement chevauchantes les unes sur les autres vers l'Est (Figure 3.2) :

- (1) Le décro-chevauchement de l'Ecaille des Gneiss du Sapey qui chevauche l'unité de Perrière,
- (2) Le décro-chevauchement de l'unité de la Perrière qui chevauche l'unité de Modane-Chavière,
- (3) Le décro-chevauchement de Modane-Chavière (formé d'une épaisse bande de cargneules, de gypse et de calcaire) qui chevauche l'unité des Avenières,
- (4) Le décro-chevauchement de l'unité des Avenières qui cisaille vers l'est et tronque le flanc normal de l'anticlinal de l'Aiguille Doran (unité n°5).

3.2.2.2 Description des structures plicatives

Les écaillages précédemment décrits sont substitués à l'Est par deux grands anticlinaux N.NE-S.SW, de schistosité de plan axial et déversés vers l'E : l'Aiguille Doran et l'Aiguille du Râteau d'Aussois (Figure 3.2).

- (5) L'anticlinal de l'Aiguille Doran est une des figures emblématiques de la Vanoise. Il est caractérisé par une charnière de quartzite qui plonge vers le Sud et disparaît sous le décro-chevauchement des Avenières (4). Le pli est fortement marqué par une foliation de plan axial déversé vers l'Est.
- (6) L'anticlinal du Râteau d'Aussois a une charnière presque totalement représentée par les «conglomérats de Loutraz». Il domine le paysage depuis le Col de la Masse, jusqu'à la carrière de Loutraz au bord de l'Arc. L'axe de sa charnière «conglomératique» plonge vers le Sud et disparaît sous la vallée de l'Arc. Le plongement de l'axe passe de 25 dans le secteur d'Amodon à 45°-55° en bordure

de l'Arc (Figure 3.2). Le pli du Râteau d'Aussois est un pli de vergence E, tout comme son homologue occidental. Contrairement aux structures décrites dans le secteur Modane-Avrieux (cf §. 2.5.1), celle-ci ne semble pas être rebroussée vers l'E postérieurement à une structuration de vergence W.

On suppose que les synclinaux associés à ces deux anticlinaux sont représentés par les fines lamelles de Trias calcaire “*tCd*” fortement cisailées. En effet ceux-ci sont laminés par des contacts anormaux de vergence SE (décro-chevauchement) qui les rendent pratiquement invisibles, excepté dans les secteurs suivants (Figure 3.2) :

- (6') Le décro-chevauchement de la Masse, qui lamine le synclinal du même nom, montre cartographiquement des composantes senestres et chevauchantes vers l'Est. Sa mise en place est de toute évidence postérieure aux plis, mais sans doute dans la continuité de leur formation. Le synclinal de la Masse, cisailé par le décro-chevauchement du même nom, préserve des traces de sa charnière depuis le col de la Masse jusqu'au bord de l'Arc (charnière de Trias calcaire, “*tCd*”).
- (7, 8, 9) Le synclinal des Cotes est un synclinal très ouvert, d'axe N.NE-S.SW à la limite Ouest du secteur de Modane-Avrieux. Il n'est pas précisément décrit dans le cadre de cette étude.

Le secteur du «Sapey-Orgère» montre ainsi des structures complexes de **vergence E à SE attribuées à la phase de rétrocharriage**. Cette phase est reconnue dans ce secteur depuis la thèse Ellenberger (1958). Elle est interprétée ici, comme une phase de rebroussement vers l'Est de pli initialement de vergence W, comme cela est également décrit en ZHB [eg. (Debelmas *et al.* 1989 ; Détraz 1984 ; Fabre 1961)].

Compte tenu de nos observations, nous attribuons **aux plis du secteur Sapey-Orgère** une structuration de **“rétroplissements” réaffectée par des décro-chevauchements sénestres. Ces deux structurations apparaissent successivement et sont toutes les deux attribuées à la phase de “rétrocharriage”**. Il apparaît que les structures antérieures (charriage de nappes, *D1 – D2V*, §. 2.5.1.3) sont mal préservées dans ce secteur. Cependant, la structuration E-W de l'Ecaille des Gneiss du Sapey, à ce jour inexploitée, constitue une piste à exploiter quant à la mise en place des structures anté-rétrochevauchement.

3.2.3 Etude structurale de l'Ecaille des «Gneiss du Sapey»

Dans le but de compléter notre compréhension de la mise en place de la bordure occidentale de la Zone Vanoise, une étude structurale détaillée est réalisée au sein de l'écaille des Gneiss du Sapey. Cette étude a été initiée par Huet (2005) et encadrée dans le cadre de ce projet de thèse.

3.2.3.1 Problématique structurale

L'écaille des gneiss du Sapey est intercalée entre deux contacts anormaux de vergence E : le chevauchement du Sapey, à l'Est et le Front Houiller interne, à l'Ouest.

D'abord interprétés comme une série d'orthogneiss et paragneiss issue de la migmatisation des métasédiments Houillers (Ellenberger 1958), des études récentes décrivent ces gneiss comme le substratum anté-alpin de la Zone Houillère Briançonnaise au même titre que les socles briançonnais du Rutor, Vanoise, Ambin [eg. Bertrand *et al.* (1998) ; Bocquet (1974) ; Détraz (1984)].

Bar interprètent l'écaillage des Gneiss du Sapey comme le résultat d'un charriage alpin (vers le NW), postérieurement basculé vers l'E pendant la phase de rétrocharriage.

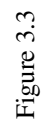
3.2.3.2 Analyse structurale

L'analyse structurale des Gneiss des Sapey montre une structuration des plis serrés (Figure 3.3, Photo 3), dont les foliations principales (fp, Figure 3.3, stéréogramme A) esquissent une structure apparente de pli déversé vers le Nord (Détraz 1984).

Une linéation d'étirement N70° à N90° plongeant vers le S.SW (Figure 3.3, stéréogramme A) est omniprésente au sein du massif (Figure 3.3, Photos 1, 2, 4). Elle témoigne d'une forte composante de cisaillement. Les axes de pli sont rigoureusement parallèles à cette linéation (Figure 3.3, stéréogramme A). Au Sud du massif, les métasédiments houillers en contact stratigraphique encore préservés avec les gneiss du Sapey, sont déformés de la même manière.

Ce style de déformation rappelle une structuration en forme "de doigts de gant" (pli en Fourreau) ou, au minimum, de plis fortement réorientés par un cisaillement E-W. Les axes et la linéation parallèles qui caractérisent ce type de structures se forment de manière synchrone dans un contexte de cisaillement simple.

FIGURE 3.3 – Synthèse d'une étude structurale au sein de l'Ecaille du Gneiss du Sapey. Sur la carte les linéations d'étirement (en jaune) et axes de plis (en bleu). Le sens des flèches indique la direction de plongement des structures. Photo n°1 : Axe et linéation parallèles à N°70, Photo n°2 : Linéation d'étirement minéral, n°3 : Plis en forme de "doigts de gant" visibles ici, selon une section transversale à leur direction de formation. Photo n°4 : les axes de plis parallèles à l'étirement du massif. Le stéréogramme A : la projection des linéations d'étirement et des axes (données confondues) montre une direction globalement E-W. La projection polaire des foliations relevées dans tout le massif montre une majorité de foliation de vergence Nord. Le stéréogramme B : projection polaire des foliations et bandes de cisaillements de vergence est mesurée en bordure ouest (ZHB) et est (Vanoise) de l'Ecaille des Gneiss du Sapey. Cette déformation est associée aux décro-chevauchements liés à la phase de rétrocharriage, D3V. Les données structurales (stéréogramme A) sont reprises d'après les travaux de Huet (2005) et r interpr t es dans le cadre de cette étude.



3.2.3.3 Hypothèse cinématique pour la structuration E-W des Gneiss du Sapey

Compte tenu de l'orientation E-W et de l'aspect très ductile de la déformation, nous proposons d'associer cette déformation au stade le plus précoce de mise en place des nappes briançonnaises, *D1V* (cf § 2.5.1.3). La structure aurait ensuite été réorientée vers le S-SW par les phases de déformations postérieures. Néanmoins, cette hypothèse nécessite des précisions en termes de datation. La nature polymétamorphique de ces gneiss nous oblige à rester prudents quant à la nature Alpine de la structuration E-W.

Une étude pétro-métamorphique, malheureusement partielle, en raison de la pauvreté des paragénèses (cf. Annexe B, p.175) confirme, néanmoins, un métamorphisme de type HP-BT (alpin) pour ce socle [e.g Bocquet (1974) ; Détraz (1984)].

3.3 Reconnaissances géologiques en Zone Subbriançonnaise

La Zone Subbriançonnaise forme une bande subméridienne et étroite limitée par le Front Pennique (FP) à l'Ouest, le Front Houiller Externe (FHE), à l'Ouest (Figure 3.6). Les terrains subbriançonnais ont subi une importante tectonique plicative représentée en rive droite de l'Arc, par le très abrupt Massif de la Croix des Têtes. Ce massif est constitué de deux anticlinaux : le Pli de Serpolière, à l'Ouest et le Pli du Château, à l'Est. Un troisième pli, en partie érodé au sommet du massif, reste jusqu'à aujourd'hui inaccessible.

Deux interprétations sont proposées pour la structuration de ces plis :

- une structuration monophasée de vergence Ouest proposée par Barbier (1948).
- une structuration polyphasée proposée par Ceriani *et al.* (2001) :
 - une première phase de plis de plan axial subhorizontal associée à une linéation N-S entraînant un redoublement de la série stratigraphique à l'échelle régionale.
 - une seconde phase de plis subméridien, qui replisse la précédente.

D'après l'auteur, ces deux phases de déformation aboutissent, pour le pli du Château, à la structuration d'un pli subvertical esquissant une structure de synforme. Ces deux hypothèses sont expliquées dans le détail au §. 2.3.3.

3.3.1 Objectifs et moyens mis en oeuvre

L'objectif de cette étude concerne essentiellement le projet de tunnel. Des reconnaissances géologiques de surface ont donc été engagées avec le BRGM, pour déterminer si oui ou non, le tracé du tunnel traversera la charnière verticalisée du pli du Château. Notre contribution dans ce travail repose sur l'acquisition de données de terrain et leur interpolation via la modélisation 3D pour aider à la prédiction de la structure dans la continuité verticale du pli. Les secteurs de reconnaissances géologiques explorés dans ce but sont les suivants (cf. Figure 3.4, pour localisation) :

- le Massif de la Croix des Têtes, afin de caractériser les charnières des plis de Serpolière et du Château,
- la rive gauche de l'Arc, dans le but d'acquérir de nouvelles données de terrains, caractériser les structures (style tectonique, polyphasage structural ou non) et tenter de les mettre en relation avec la rive droite de l'Arc (i.e. Massif de la Croix des Têtes).
- le Massif du Grand Perron des Encombres (au Nord du Massif de la Croix des Têtes),

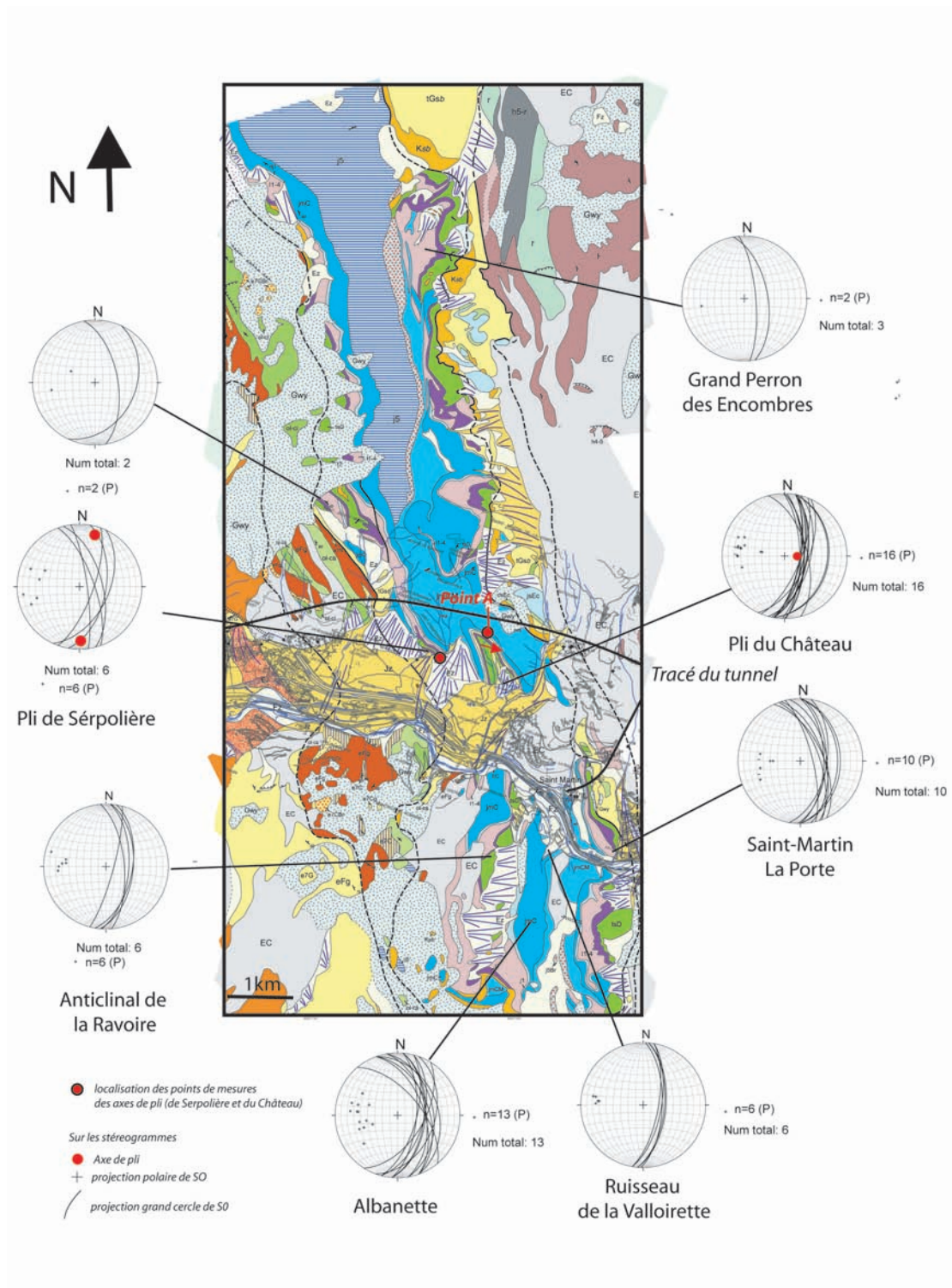


FIGURE 3.4 – Etude complémentaire en Zone Subbriançonnaise. Projection polaire et grand cercle des niveaux stratigraphiques et axes de pli mesurés (cercles rouges). Carte géologique reprise d’après Egal (2007). La légende lithologique de cette carte est disponible sur la planche (Figure 2.12 p.33).

3.3.2 Principales observations de terrain

Nous regrouperons les résultats obtenus par secteur d'étude, comme présentés dans la précédente section. L'analyse structurale est illustrée en Figure 3.4.

Le Massif de la Croix des Têtes

- L'axe du Pli de la Serpolière a été mesuré au niveau de sa charnière dolomitique [Figure 3.4]. Il présente une orientation subméridienne avec quelques variations mineures de plongement des axes visibles cartographiquement.
- Pour le pli du Château, une mesure supplémentaire a été prise depuis un point situé en hauteur et à l'Est de la charnière du pli [point A, Figure 3.4]. Les couches de dolomie montrent un pendage subvertical de $N80^{\circ}$ - 90° vers le Sud et confirment le très fort plongement de l'axe vers le SE (Ceriani 2001).
- Enfin, aucune interférence de pli n'a été constatée pouvant confirmer la superposition de deux phases de plis.

Le Massif du Perron des Encombres

- Une structuration subméridienne y est prédominante [Figure 3.4 et Figure 3.5A]. Néanmoins certains niveaux dolomitiques présentent des structures plicatives E-W (Figure 3.5B). Déjà mentionnés sur la feuille géologique de Saint-Jean-de-Maurienne (Barbier 1948), ces plis sont de faible amplitude (quelques dizaines à la centaine de mètres). Il est peu probable qu'ils puissent être associés aux plis de déformation $D1_{ext}$ de Ceriani (cf. §. 2.3.3) et être responsables d'un redoublement de série régional. Notez qu'aucune interférence des structures n'a pu être observée pour établir une chronologie relative entre la déformation N-S ($D2_{ext}$ de Ceriani *et al.* (2001), cf. Figure 3.5A) et ces plis E-W (cf. Figure 3.5B).

Secteur de rive gauche de l'Arc : le pli de la Ravoire

- Pour le pli de la Ravoire (Figure 3.6), si aucune charnière n'a pu être caractérisée de manière directe ou indirecte (linéations d'intersections entre stratifications et schistosités), nous avons acquis de nombreuses données structurales aux bords de l'Arc et plus au Sud (Figure 3.6). Les deux flancs du pli montrent des plans de stratification (S0) à pendage très régulier pouvant varier de 50° à 70° vers l'E-SE.
- Il est encadré par les deux synclinaux de Rieux Sec (à l'Ouest) et de la Valloirette (à l'Est) (Figure 3.6).
- Ces deux flancs se prolongent parfaitement avec ceux du Pli du Château.
- Pour finir, aucune interférence de phases n'a pu être observée dans ce secteur.

Nous discutons ci-après les études structurales précédemment décrites (Barbier 1948 ; Ceriani *et al.* 2001) aux regards de nos propres observations et de la modélisation. Ces discussions aboutissent à une nouvelle interprétation pour la géométrie du Pli du Château. Une «solution» cinématique expliquant les géométries rencontrées à la fois au Sud et au Nord de l'Arc est également discutée.

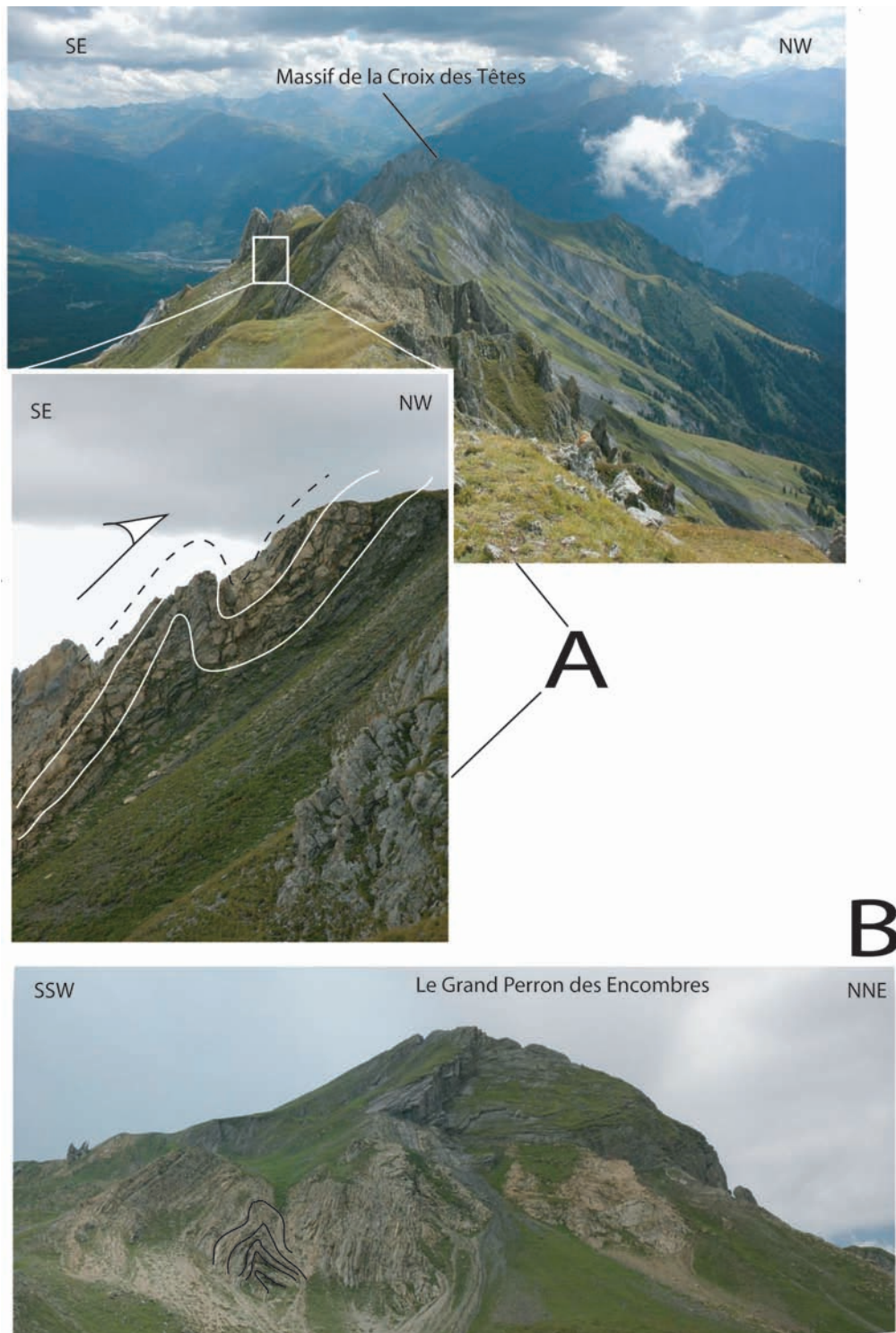


FIGURE 3.5 – Photo A : Structuration majoritairement en N-S selon des plis d'entraînement $D2_{ext}$. Photo B : Massif du Grand Perron des Encombres, ondulation d'orientation E-W, sans doute postérieure à la phase $D2_{ext}$.

3.4 Travaux de modélisation pour les secteurs étudiés

3.4.1 Le besoin de modéliser les géométries en 3D

Les cartes et coupes géologiques constituent des bases de données très importantes de l'information géologique de surface et subsurface. Cette information 2D est le résultat de l'interprétation de données 1D (e.g. données stratigraphiques, structurales, de puits).

A l'heure où les méthodes d'acquisition des données ont beaucoup évolué et où les mesures géophysiques sont devenues indispensables pour l'expertise géologique (e.g. diagraphe, sismique réflexion, utilisation de SIG et autres méthodes géophysiques), la capacité de mieux prédire, visualiser, quantifier, caractériser les volumes et les structures profondes devient primordiale pour le développement et l'application de notre discipline.

La nécessité de modéliser en 3D, le BRGM l'a exprimé dans le cadre du projet de recherche "Géomodelle 3D", en développant le géomodelleur «Edit 3D».

3.4.2 Principale fonctionnalité du Géomodelleur "Edit 3D"

Aujourd'hui commercialisé par la société Intrepid Geophysics, ce logiciel est initialement développé par le BRGM. Les fonctionnalités du géomodelleur reposent sur une méthode d'interpolation : la méthode des potentiels (Lajaunie *et al.* 1997). Cette méthode permet de construire automatiquement des modèles géologiques volumiques spécialement adaptés aux besoins et aux spécificités de la cartographie géologique. L'éditeur permet de modéliser différents types d'objets géologiques (e.g. bassins sédimentaires, séries métamorphiques, intrusions granitiques, plis) par l'intégration de tous types de données (e.g. MNT, cartes, données structurales, sondages, géophysique) dans un espace tridimensionnel donné. L'interpolation des données disponibles, dans ce même espace permet de visualiser en 3D, les interfaces (ou volumes) qui en résultent.

Les différentes fonctions de l'éditeur permettent de tester rapidement des hypothèses et constater de manière automatique les effets de ces hypothèses sur le modèle, tout cela avec l'assurance d'une cohérence tridimensionnelle des données intégrées. Ce logiciel a été largement utilisé dans le cadre de travaux très diversifiés (modèles de bassins, de chaînes de montagne et à différentes échelles), pour exemple, le lecteur pourra se référer à la liste non exhaustive des précédents travaux de modélisation réalisés à l'aide de cet éditeur (Courrioux *et al.* 2001 ; Guillen *et al.* 2004 ; Marquer *et al.* 2006 ; Martelet *et al.* 2004 ; Maxelon et Mancktelow 2005 ; Strzeczynski 2006 ; Strzeczynski *et al.* 2005).

Le modèle est une interprétation, tout comme les cartes et les coupes réalisées par le géologue. Il suit les hypothèses soumises et reste cohérent avec les données disponibles. Cependant, il ne peut être qu'une simplification de la réalité terrain. En aucun cas le logiciel ne pourra remplacer le travail d'interprétation des géologues. Il peut néanmoins l'aider à la prise de décisions en lui permettant de tester rapidement des hypothèses.

3.4.3 Les paramètres indispensables

L'interpolation d'une surface 3D nécessite au préalable la définition de deux types de paramètres : les "données d'interfaces géologiques" et la "pile géologique".

3.4.3.1 Les données d'interfaces géologiques : des données structurales géoréférencées

Elles se subdivisent en deux groupes :

- les points de passage : qui sont les points d'encrage entre l'interface à modéliser et la topographie (ici, le MNT). Ils correspondent à des points connus de coordonnées (x, y, z), relevés à la base (ou au toit) d'une couche géologique.
- Les données d'orientation : qui sont les données structurales classiques (e.g : stratification, schistosité, foliation, axe de pli).

3.4.3.2 La pile géologique ou pile tectono-stratigraphique

La «pile géologique» est à la modélisation ce que le log stratigraphique est à l'étude géologique. Elle permet d'appliquer au modèle les principes fondamentaux de la géologie, comme :

- le principe de superposition, en définissant la succession des formations à modéliser selon l'ordre successif des dépôts rencontrés sur le terrain (la plus vieille formation placée à la base de la pile et la plus jeune au sommet).
- Le principe de recoupement (intrusion magmatique, discordance, érosion, chevauchement), en définissant les relations géométriques entre deux formations ou séries de formations. Deux cas de figures peuvent résumer les principales relations de recoupement géologique (discordance sédimentaire et faille/chevauchement). Lorsque deux formations sont concordantes, on attribue à la base ou au toit de chaque formation le paramètre permettant de créer une surface de dépôt : "Onlap". Si au contraire, elles sont sécantes (par exemple pour un chevauchement), on leur attribue le paramètre pour créer une surface "d'érosion" : "Erod" (Courrioux *et al.* 2001).

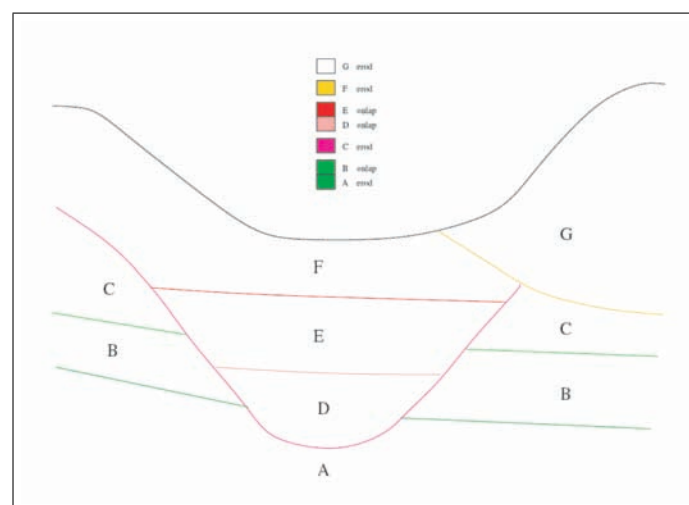


FIGURE 3.7 – Exemple schématique d'une coupe et sa pile géologique (Aug 2004).

3.5 Modélisation 3D du secteur «Sapey-Orgère»

3.5.1 Objectifs du modèle

Fort des connaissances récoltées sur le terrain et des informations de forages, notre objectif est de modéliser les limites des écailles tectoniques, mais aussi de contraindre à la cote du tunnel, la géométrie des plis du Râteau d'Aussois et de l'Aiguille Doran.

3.5.2 Préparation des données

Ce travail de préparation consiste à définir les éléments du modèle qui constitueront la pile géologique. Elle devra *a priori* rester inchangée pendant toute la durée de la modélisation.

Les éléments que nous souhaitons modéliser sont des unités structurales qui se chevauchent. Au sein de ces unités un à plusieurs litho-faciès peuvent être différenciés.

Pour cela, il nous faut paramétrer un «code formation» pour chaque élément que l'on souhaite modéliser (unité ou litho-faciès) et les ordonner dans la pile géologique de manière à ce que la superposition des éléments à modéliser soit en accord avec notre schéma structural. Les codes formations associés aux éléments à modéliser sont spécifiés dans le Tableau 3.1.

Unités	Litho-faciès	Codes pour les formations du modèle
Ecaille houiller-Sapey	$h-\xi$ (sapey)	F147
Ecaille de la Perrière + unité Modane-Chavière	$r-tCg, r-t$ tQ	F123a1
Ecaille Modane-Chavière	tQ, tG	F123a2
Ecaille des Avenièrès	tQ	F123b
Synclinal des Avenièrès	tCd	Fcalc2
Aiguille Doran	$r-tCg, r-t$ tQ	F125b F123d
Synclinal de la Masse	tC	Fcalc
Râteau d'Aussois	$r-tCg, r-t$ tQ ξ (Vanoise)	F125a F123c Fsocle

TABLE 3.1 – Unités modélisées et litho-faciès qui les composent. Les «codes formation» peuvent être associés à un ou plusieurs litho-faciès.

Pour plus de détails concernant la réalisation de la pile géologique de Sapey-Orgère le lecteur pourra consulter les Annexes (cf Annexe A.1 p.171).

Une fois la pile géologique créée (Figure 3.8), des données structurales et points de passage sont attribués à un «code formation» (cf. pour exemple, Figure 3.9)

Les données des forages F14, F20, F64, F65 (implantés par LTF dans ce secteur, voir localisation des forages en Annexes, Figure A.2), sont bien entendu intégrées au modèle. Les logs synthétiques fournis par LTF nous permettent de corréler les formations et les zones de fracturation existantes en surface avec celles reconnues en profondeur. Chaque mètre de «carotte» interprété est associé au «code formation» du litho-faciès (ou de l'unité) qu'il représentera dans le modèle (cf. Tableau 3.1).

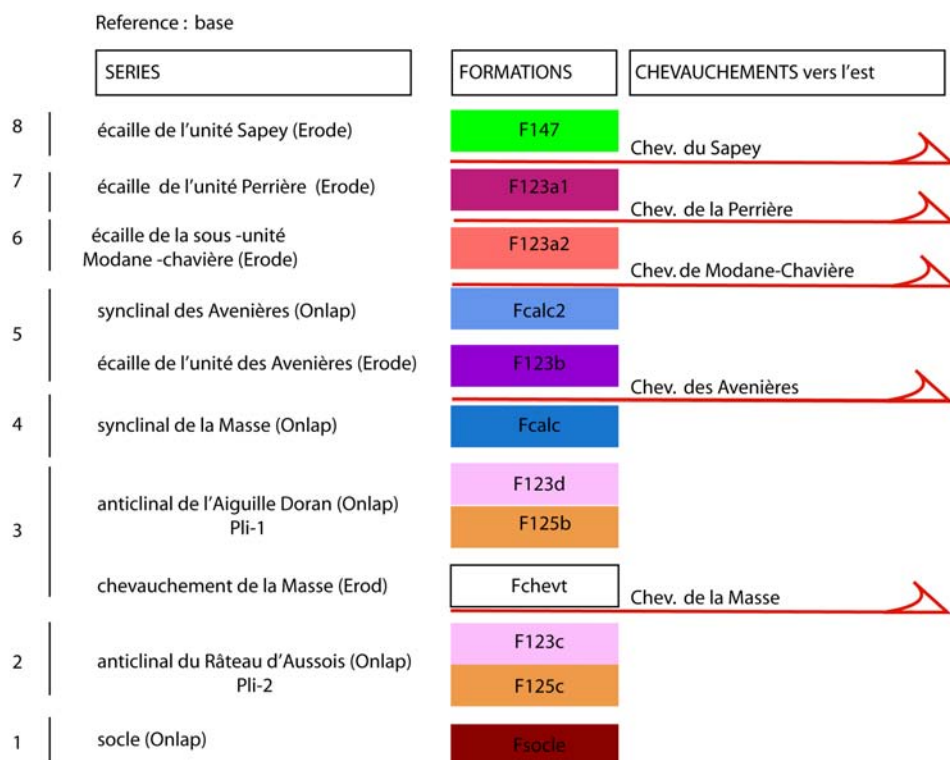


FIGURE 3.8 – Pile géologique du modèle Sapey-Orgère.

localisation cf. carte	COORD_LambertII_ét		formation cf. carte	code formation	direction de plus grande pente (°)	plongement (°)
	X	Y				
S-O1	940825.46	2034246.78	tQ	F123d	270	80
S-O2	941015.99	2034249.3	r-tCg,r-t	F125	280	45
S-O3	941031.23	2034198.55	r-tCg,r-t	F125	270	50
S-O4	942009.52	2035237.67	r-tCg,r-t	F125	268	60
S-O5	942111.14	2035870.43	r-tCg,r-t	F125	258	50
S-O6	941620.68	2035474.03	r-tCg,r-t	F125	215	35
S-O7	941483.08	2035296.45	r-tCg,r-t	F125	270	45
S-O8	940129.24	2036027.85	tQ	F123d	220	50
S-O9	940266.37	2036046.75	r-tCg,r-t	F125	240	40

FIGURE 3.9 – Extrait d'un tableau de données structurales destinées à être intégrées à un modèle 3D. Chaque donnée structurale géo-référencée est associée à un «code formation», lui-même associé à un litho-faciès.

3.5.3 Interpolation des structures

Nous présentons dans cette section les différentes étapes d'intégration de données suivies pendant la modélisation.

3.5.3.1 Interpolation des chevauchements

Une fois la pile géologique définie dans le logiciel, les données de terrain (points de passage des formations, données d'orientation et forages ainsi que leurs données structurales) sont projetées en 3D sur un Modèle Numérique de Terrain (MNT). La Figure 3.10 permet de visualiser en 3D l'interpolation d'une surface. Pour cet exemple, elle modélise la géométrie du contact entre le domaine Houiller-Sapey et la Vanoise. La méthode prend ici en compte les informations de forages, les données de surface (points de passage et données d'orientation).

De la même manière, nous modélisons les décro-chevauchements, comme la base de chaque écaille (Figures 3.10 et 3.11).

3.5.3.2 Extrapolation des plis en profondeur

Le géomodeleur «Edit 3D» nous permet de modéliser des plis. Dans la mesure où nous disposons de données nécessaires pour caractériser son axe (direction et plongement). Les plis sont construits à partir de la trace axiale déterminée cartographiquement, reportée sur le MNT. A cela, s'ajoutent les données d'orientation des axes et de la position des charnières, mesurées sur le terrain.

Voici comment sont modélisés les anticlinaux de l'Aiguille Doran et du Râteau d'Aussois :

L'anticlinal de l'Aiguille Doran (unité n°5, Figure 3.2, Figure 3.12) est modélisé à partir :

- de la trace axiale cartographiée (Figure 3.2)
- des données d'interfaces, avec la direction et le plongement des axes mesurés, la foliation ou les surfaces stratigraphiques transposées (Figure 3.2)
- du forage F64 qui traverse les flancs W et E de l'Aiguille Doran. D'après les interprétations de forage, celui-ci traverse une charnière de Quartzites "tQ" (code F 123b du forage F64 cf. Annexes A.2). Les conglomérats de Loutraz sous-jacents qui ne sont pas recoupés ne sont pas renseignés (Figure 3.12a).

La projection et l'interpolation de ces seules données s'appliquent à toutes les formations suggérant un recoupement des conglomérats au passage du tracé du tunnel (Figure 3.12b). Le cas contraire voudrait que le plongement axial à l'aplomb du tracé soit plus important et supérieur à 60° vers le S.SW, ce qui est exclu dans la mesure où de tels plongements d'axe n'ont pas été observés sur le terrain.

Le décro-chevauchement de la Masse (unité 6', Figure 3.2) : est identifié dans le forage F64 grâce à une zone de cargneules à éléments de Calcaires "tCd" et quartzites "tQ" (cf. Forage F64, Annexes A.2). En surface ces cargneules se prolongent au vallon du Col de la Masse (au Nord) et à une zone de quartzites extrêmement broyées (au Sud). Ce contact est extrapolé à partir de l'interpolation des données d'interfaces récoltées sur le terrain et de forage (forage F64, cf. Annexes A.2).

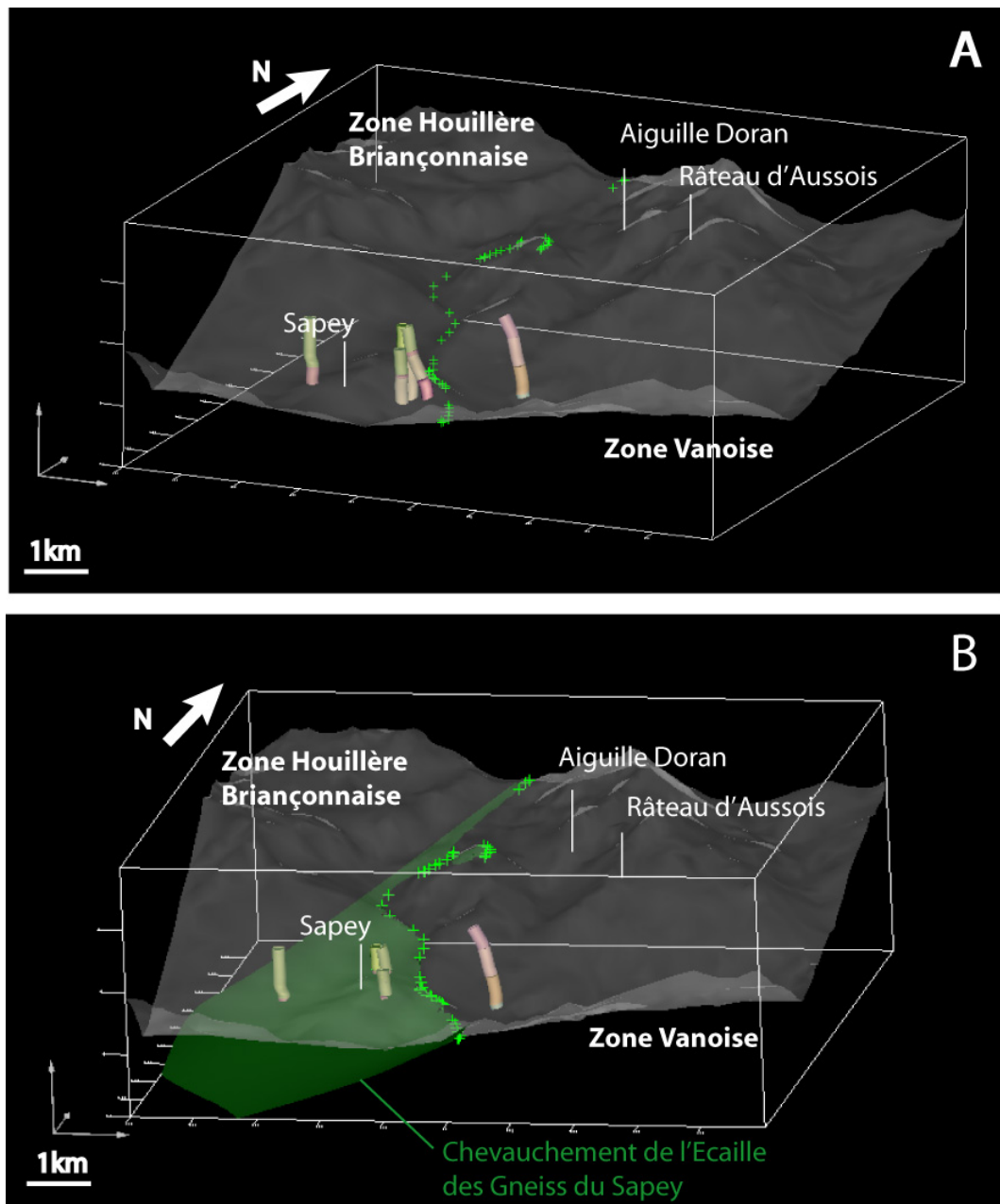


FIGURE 3.10 – La géométrie du chevauchement de l'Ecaille des Gneiss du Sapey est extrapolée grâce à l'interpolation des données de surface et des forages. En A : les données disponibles sont projetées sur le MNT (surface grise). Les croix vertes correspondent aux données d'interfaces (points de passage et données structurales) récoltées sur le terrain. Les forages projetés en 3D sont préalablement subdivisés selon les informations fournies par les logs synthétiques. Ainsi la partie supérieure verte des forages est associée au «code formation» correspondant à la formation des gneiss du Sapey. En B : la figure illustre l'intégration des données disponibles. La méthode d'interpolation prend bien en compte les données de forages, comme en témoigne la surface modélisée qui passe à la base des Gneiss du Sapey. La zone houillère n'est pas distinguée ici.

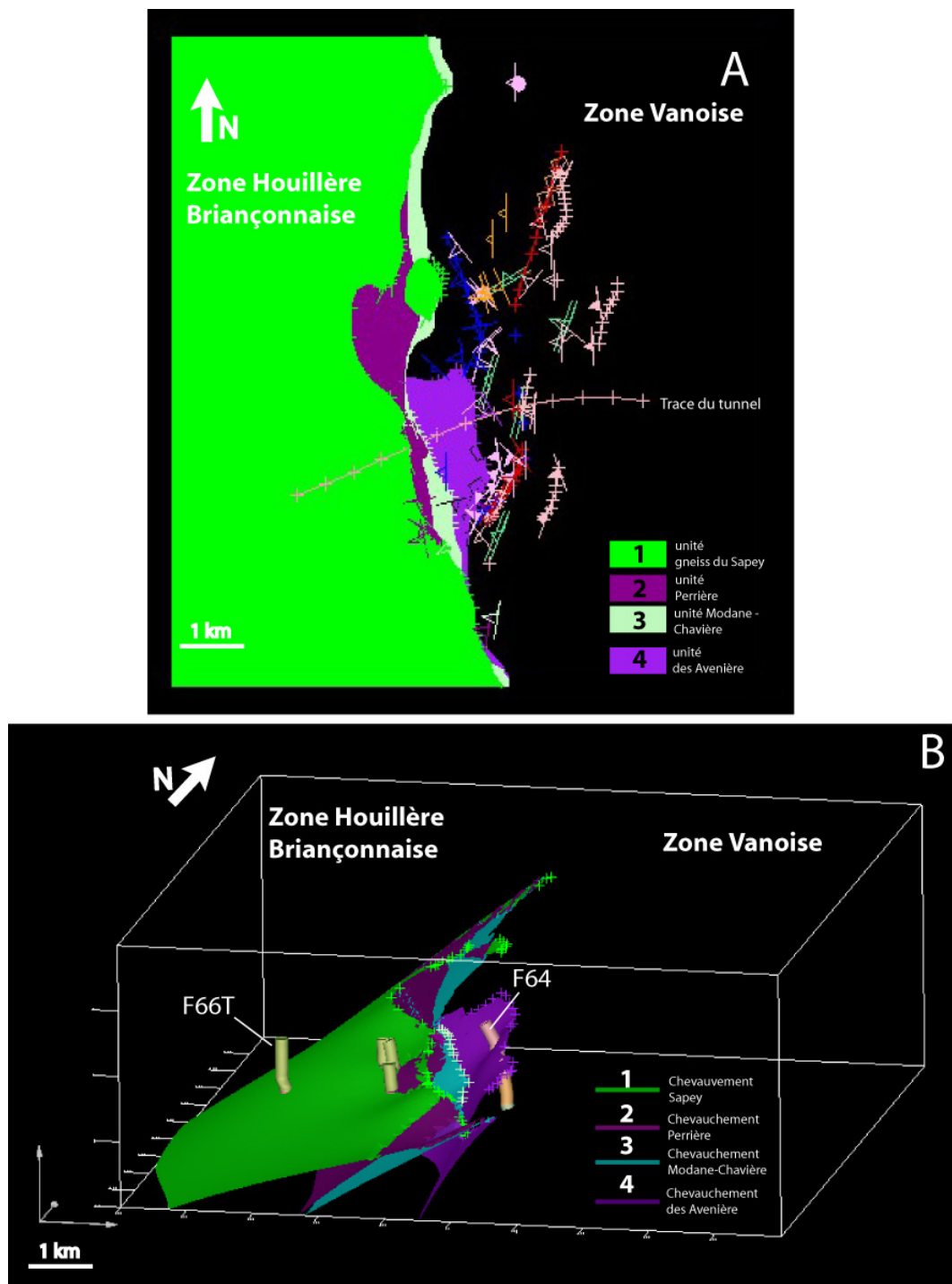


FIGURE 3.11 – Extrapolation des surfaces de chevauchements par interpolation des données d’interfaces et de forages. En A : Vue en carte avec les données structurales disponibles projetées. En B : Vue en bloc 3D

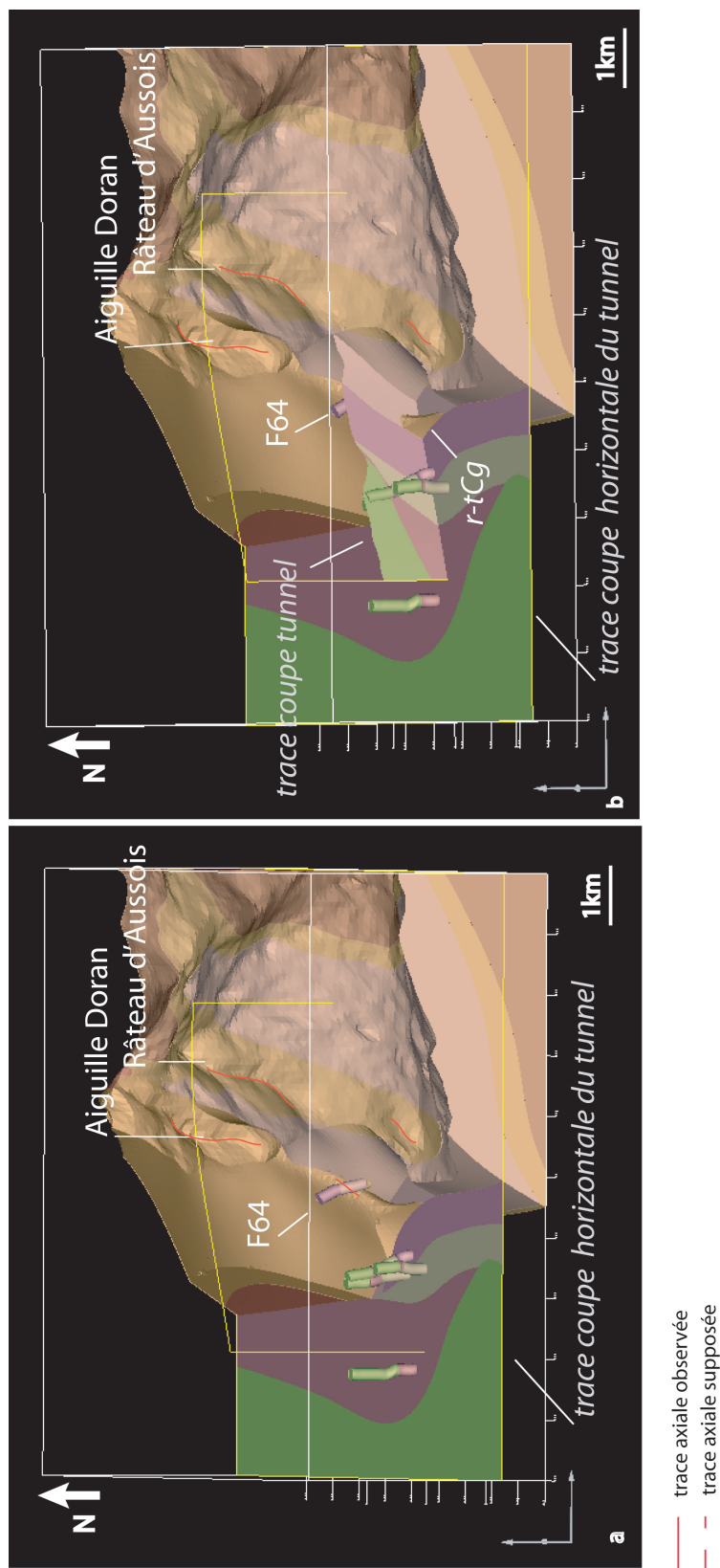


FIGURE 3.12 – Construction 3D du pli de l’Aiguille Doran. Il est contraint en surface par la trace axiale du pli relevé cartographiquement (ligne rouge) et les données d’interface relevées sur le terrain (voir texte). Il est contraint en profondeur par le forage F64 où est identifiée sa charnière quartzitique (cf. log simplifié du forage F64, Annexes A.2). A : Le faciès quartzitique est volontairement masqué de la représentation 3D pour une meilleure visualisation : (i) du forage F64 , (ii) de la position de la charnière (replacée par un trait rouge), (iii) des conglomérats de Loutraz sous-jacents extrapolés. B : l’extrapolation des conglomérats de Loutraz “ $r - tCg$ ” recoupe le tracé du tunnel

L’anticlinal du Râteau d’Aussois (unité 6, Figure 3.2 et 3.12) : possède une charnière conglomératique qui affleure en continu depuis le sommet du Râteau d’Aussois jusqu’à la carrière de Loutraz à Modane. L’axe plonge de manière générale entre 20 et 30° et peut atteindre localement 50° (Figure 3.2). Cependant, même si la géométrie de l’anticlinal est bien contrainte en surface, celui-ci plonge pour disparaître précisément à l’aplomb du tracé du tunnel. Le forage F64 recoupe les conglomérats du flanc normal du pli et contraint une partie de sa géométrie. L’interpolation à la fois :

- des données de plans axiaux inclinés de 60° vers le l’W.NW,
- des données structurales sur les flancs de l’anticlinal, 30°-45° vers l’W-NW pour le flanc normal et 60°-70° vers l’W-NW pour le flanc inverse,
- et des données du forage F64.

permet de prédire un recoupement probable de ce pli par le tracé du tunnel. La position plus ou moins profonde de sa charnière change considérablement les épaisseurs des formations qui devront être traversées par le tunnelier. Des hypothèses qui rendent compte d’une réalité “terrain” devront être proposées.

Le synclinal ouvert des Cotes : Le plan axial de ce synclinal apparaît à l’affleurement au niveau des carbonates du Pas du Roc, des Cotes et au col du Barbier.

3.5.3.3 Bilan de la première phase de modélisation

Jusqu’ici nous avons interpolé les seules données de terrain et de forages dont nous disposons suite à nos reconnaissances de terrain. L’interpolation par la méthode des potentiels nous a aidé à constater de manière simple et rapide, la possibilité de recoupement par le tracé du tunnel des structures citées ci-dessous (cf. Figure 3.13) :

- les décro-chevauchements senestres observés en surface et corrélés par les forages,
- la possibilité de traverser les conglomérats de Loutraz appartenant au coeur de l’anticlinal de l’Aiguille Doran tout comme ceux du Râteau d’Aussois,
- le passage inévitable d’une zone de fracturation importante : le chevauchement de la Masse, correspondant au cisaillement extrême du synclinal de la Masse. Ce dernier entraîne le chevauchement de l’anticlinal de l’Aiguille Doran sur l’Anticlinal du Râteau d’Aussois.

L’interpolation propose ici une solution probable (Figure 3.13) compte tenu des données interpolées. Pour ce qui suit, nous allons tester et proposer des hypothèses géométriques de la structure qui soient compatibles avec nos observations de terrain.

3.5.3.4 Hypothèse et modèle final

Les incertitudes sur ce modèle concernent la position et le plongement des charnières de plis en profondeur. En effet, même s’il est désormais admis que le tracé du tunnel recoupe les structures anticlinales de la zone Sapey-Orgère, il existe peu de contraintes sur la position des charnières et le plongement des axes de plis qui disparaissent à l’aplomb de la coupe. L’incertitude est ici liée à la position des charnières de plis en

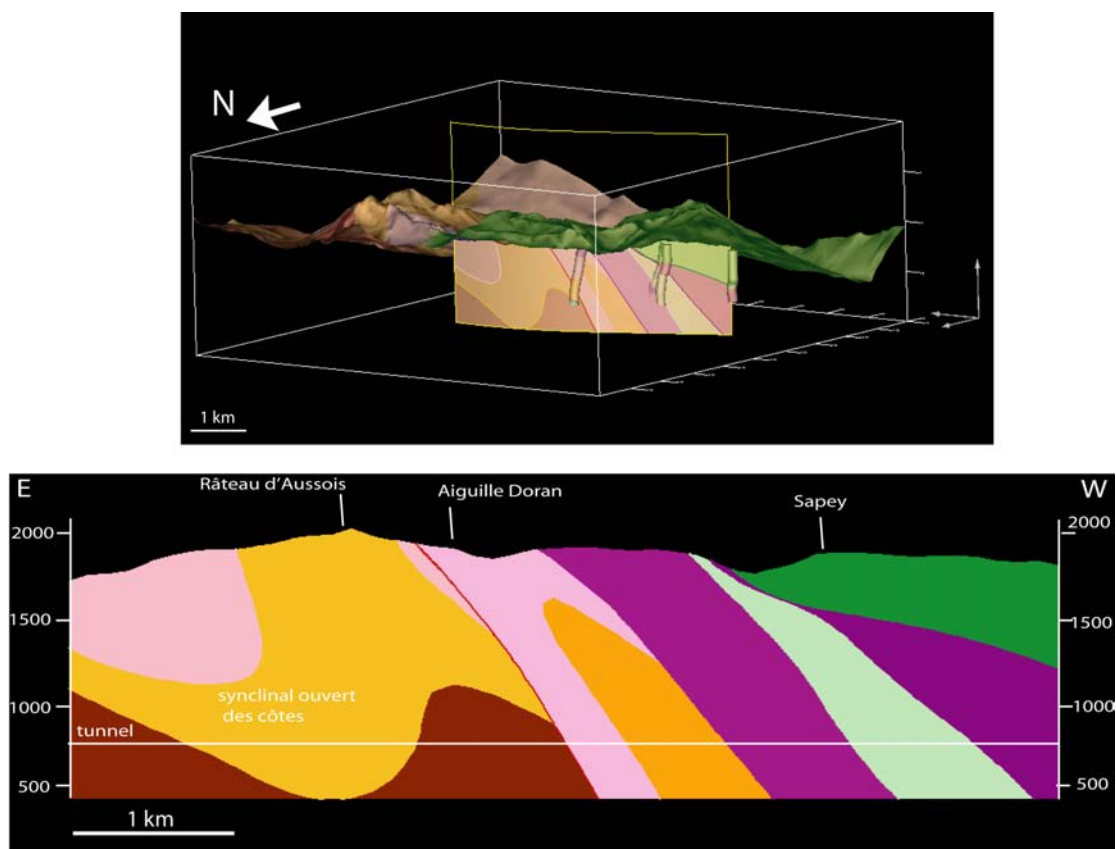


FIGURE 3.13 – Profil sur le tracé du projet de tunnel. Cette coupe correspond à l’interpolation des seules données (d’interface et de forage) qui ont été intégrées au modèle.

profondeur (là où elles ne sont pas contraintes par les forages). Nous constatons qu'une petite variation de la position des charnières entraîne de fortes variations de la géométrie sur la coupe.

Alors que les axes de pli plongent en moyenne de 25° vers le S-SW d'après nos observations de surface, il est peu probable qu'ils plongent brutalement et précisément à l'aplomb du tracé du tunnel. Nous choisissons par conséquent de "forcer" l'alternative d'un plongement minimum $20-25^\circ$ des axes sur la coupe du tunnel. Le résultat de la modélisation est illustré en Figure 3.14 et Figure 3.15.

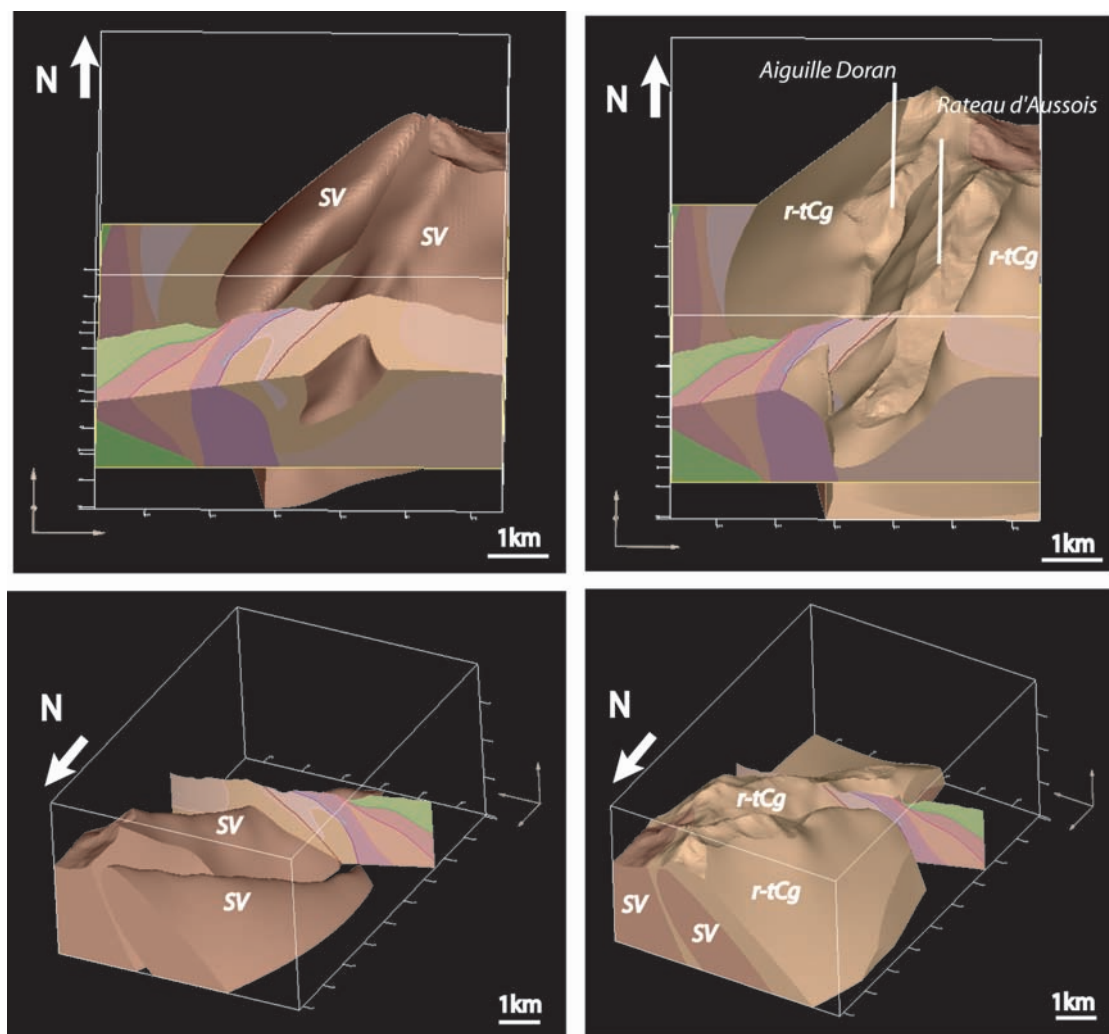


FIGURE 3.14 – Blocs géologiques 3D du secteur Sapèy-Orgère. Représentation en 3D des plis de l'Aiguille Doran et du Râteau d'Aussois. Pour les deux illustrations à gauche, les conglomérats de Loutraz "r-tCg" ont été masqués, pour rendre visible le socle de Vanoise "SV". La coupe affichée correspond au tracé du tunnel. Elle est le résultat de : (i) l'interpolation 3D des données brutes fournies au logiciel «Edit 3D» et de (ii) nos interprétations et hypothèses géologiques qui assurent une cohérence entre le modèle et nos observations sur le terrain.

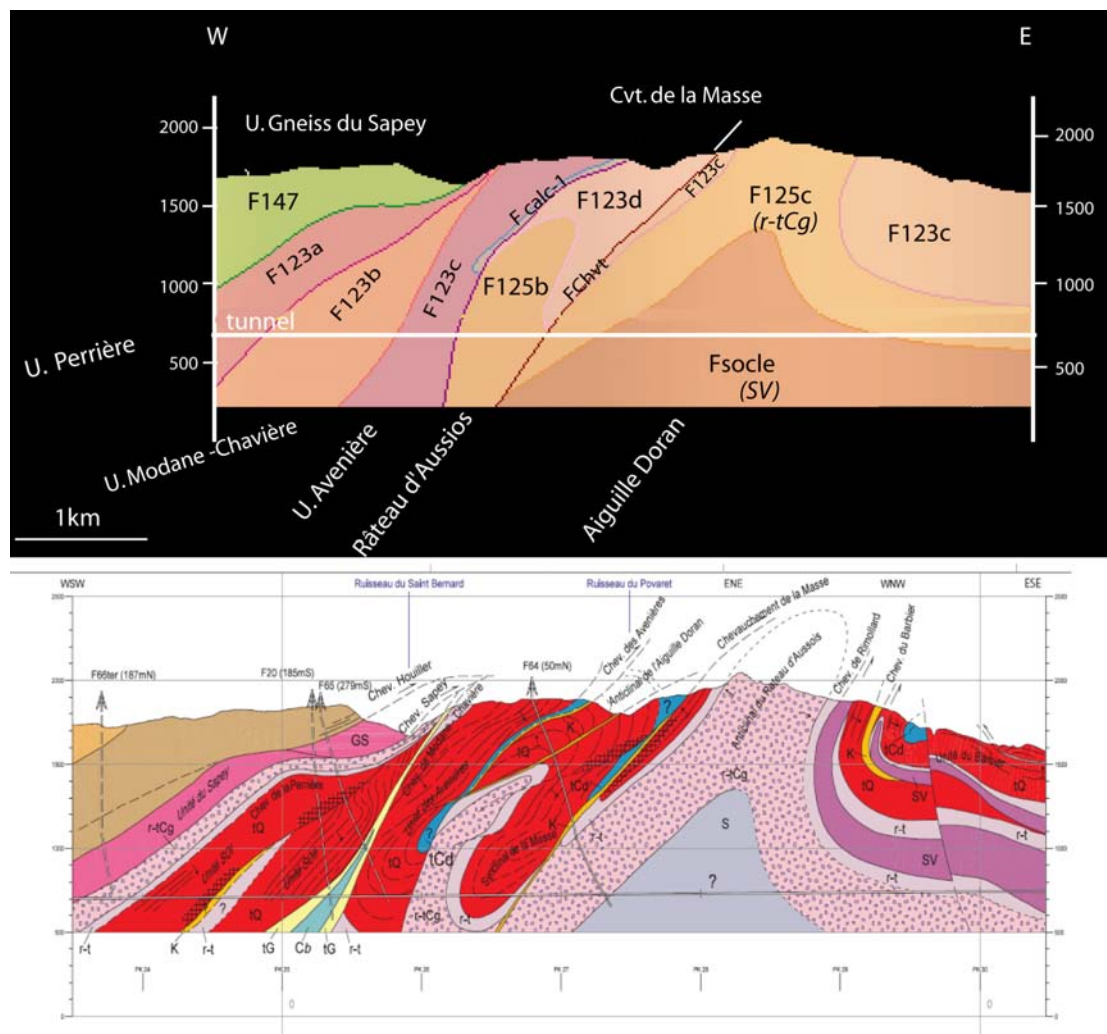


FIGURE 3.15 – Coupe du tracé du tunnel dans le secteur Sapey-Orgère. En haut : résultat du travail de terrain assisté de la modélisation 3D comme aide à la décision en terme de géologie structurale. En bas : coupe «habillée» rendue à LTF d'après nos travaux (coupe extraite du rapport d'Avant Projet de Référence, LTF, Baudin *et al.* (2006a)).

3.6 Modélisation 3D de la Zone Subbriançonnaise

3.6.1 Objectifs du modèle

Comme nous l'avons précisé en section § 3.3.1, l'objectif de cette modélisation est d'extrapoler la géométrie du pli du Château en profondeur à partir des données disponibles en surface. Le pli du Château particulièrement escarpé est presque uniquement accessible sur ses flancs au bord de l'Arc. Notre étude de terrain nous a donné l'opportunité de lever "*à la volée*" une mesure de l'axe du pli (point A, Figure 3.4). L'extension des levées au Nord du Massif de la Croix des Têtes et au Sud de l'Arc ont permis d'acquérir des données supplémentaires afin de contraindre la structuration du pli du Château (mal contraint) et de s'assurer d'une cohérence régionale à l'échelle de la Zone Subbriançonnaise. L'interpolation de ces données *via* la modélisation 3D, est une aide supplémentaire pour la prise de décision quant à la structure traversée par le tracé du tunnel.

3.6.2 Modélisation du «pli du Château»

Dans un premier temps nous avons cherché à modéliser le pli du Château en le contraignant par les seules données recueillies (Figure 3.4) :

- sur les flancs ouest et est, mais aussi à l'aplomb du pli du Château,
- sur les flancs de l'anticlinal de la Ravoire, en gauche de l'Arc.

Le résultat de cette modélisation est visible sur les Figures 3.16 et 3.17, elle représente le même modèle auquel on a retiré les volumes nécessaires pour mieux observer la géométrie obtenue. Quatre constats ressortent de cette interpolation :

1. l'axe du pli du Château subvertical et plongeant d'environ 75° vers l'Est ; comme il a été contraint,
2. une virgation de l'axe vers le Nord à environ 500 mètres (par rapport au niveau de la mer) (Figure 3.17-haut/C),
3. un retour rapide en synclinal, vers l'Ouest (Figure 3.17-milieu/B),
4. une charnière du synclinal vers + 500 mètres (Figure 3.17-bas/A).

Tous ces éléments ne sont pas retenus comme "valides" puisqu'aucune contrainte n'est appliquée en profondeur pour valider les "plis" à l'Est, à l'Ouest et au Nord de la structure principale. A ce stade le modèle ne peut pas être considéré comme la réalité géométrique du pli. Cette structure correspond à la fois à l'interpolation :

- des seules contraintes structurales fournies de part et d'autre de la charnière du pli du Château ;
- de l'absence de données plus au Nord (Massif de la croix des têtes) ;
- de l'absence de données concernant sa charnière en profondeur.

Ainsi, il nous est impossible à ce stade de trancher concernant la géométrie profonde du pli du Château.

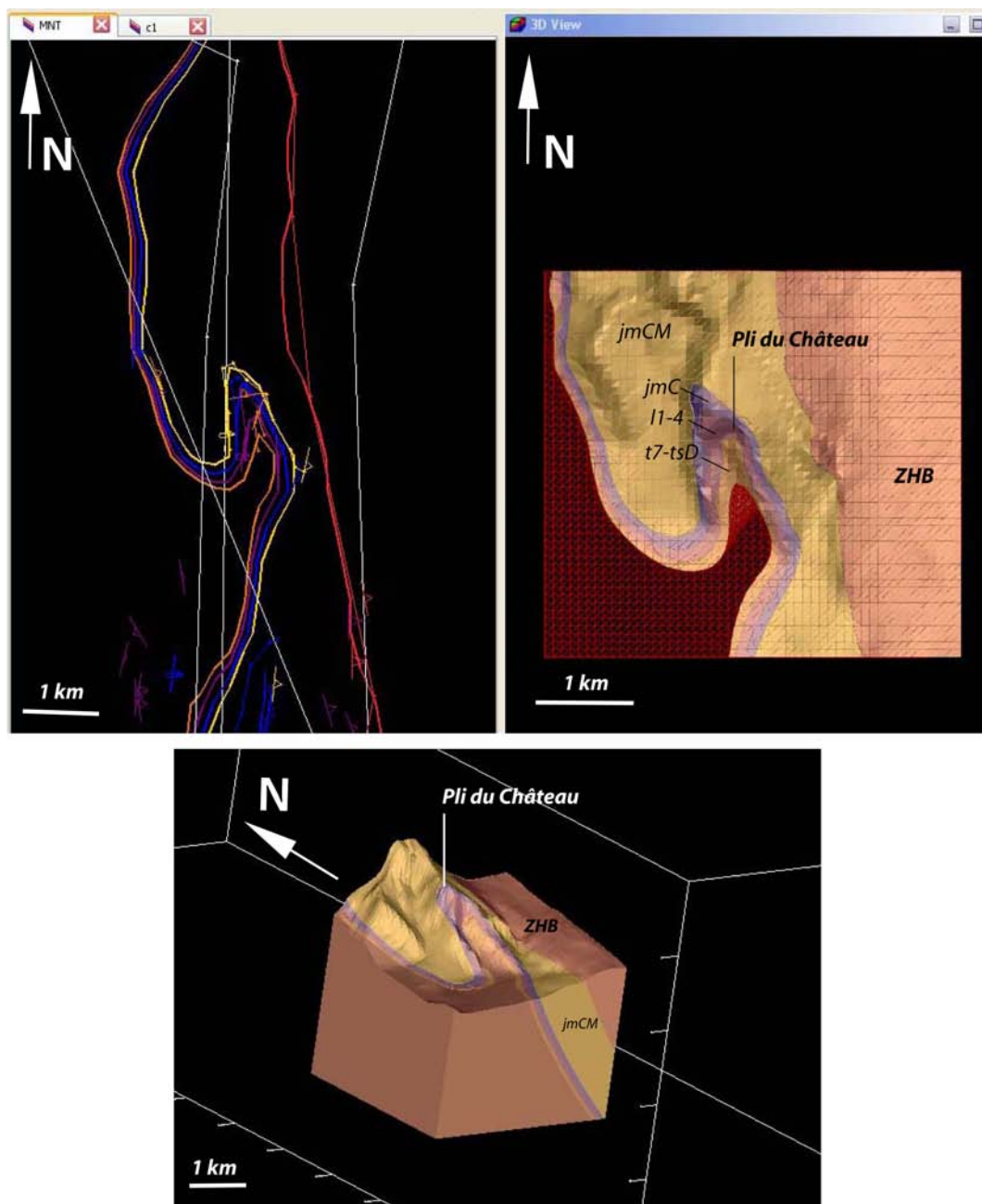


FIGURE 3.16 – Modèle intermédiaire du Massif de la Croix des Têtes avec prise en compte des seules données qui concernent le massif.

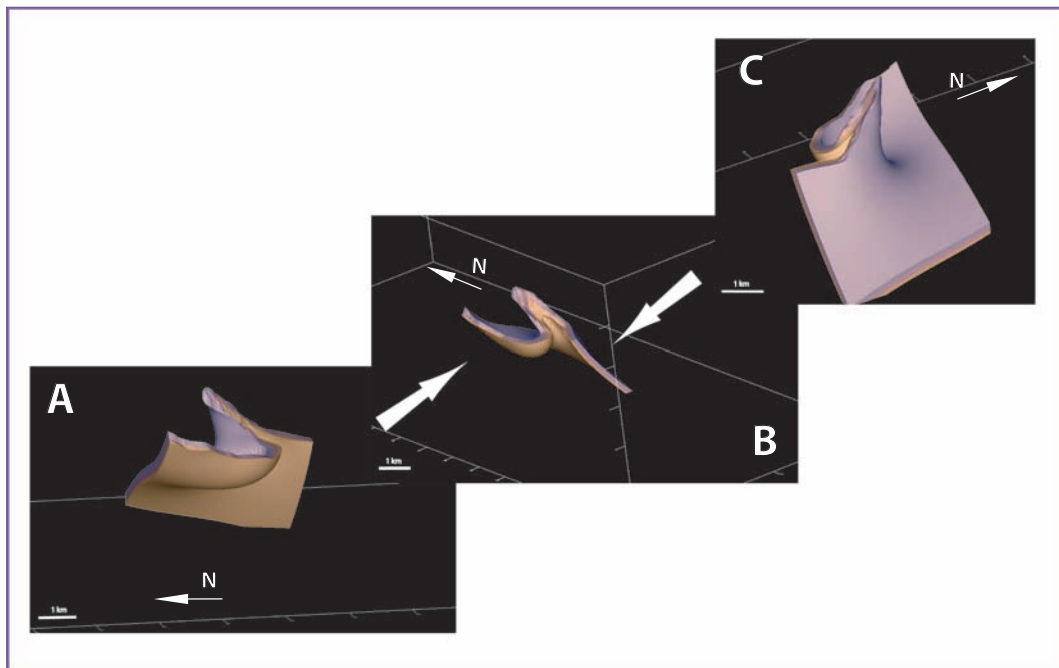


FIGURE 3.17 – Visualisation du modèle (Figure 3.16) en écorché, pour une meilleure observation du pli modélisé.

3.6.3 Extension de la modélisation à tout le secteur

Contrairement au modèle Sapey-Orgère, nous n'imposerons pas de contraintes sur :

- le plongement des axes de plis (trop souvent variables et peu accessibles sur le terrain),
- la position des charnières en profondeur (inconnue compte tenu de l'absence de forages à l'aplomb des plis).

La géométrie des plis est trop sensible à de faibles variations de ces paramètres. Les données pour les contraindre en profondeur sont inexistantes. Le choix de faire des hypothèses implique dans ce cas un degré de liberté trop important pour qu'elles soient justifiées. En augmentant le champ de données en surface, nous espérons atteindre un niveau d'interpolation suffisant pour contraindre «naturellement» la géométrie du pli du Château.

Pour cela, en plus de données structurales liées au pli du Château nous inclurons au modèle (Figure 3.18C) :

- les données structurales recueillies pendant nos travaux de reconnaissance (Figure 3.4)
- des informations cartographiques au 1/50000 de la feuille St-Jean-de-Maurienne [(Barbier 1948), Figure 3.18A-B]

La Figure 3.19 illustre de manière schématique la structuration du pli du Château, au sein de la Zone Sub-briançonnaise. Sans contraintes géométriques en profondeur, la méthode d'interpolation relie les données de surface entre elles. La géométrie peu réaliste des structures synclinales tient du fait que nous n'avons pas contraint leur géométrie en profondeur, faute de données.

Conscient de l'irréalité géométrique proposée par le modèle en profondeur, notre modèle permet de “valider” le type de structuration mis en évidence dans l'interprétation du BRGM (cf. § 1.6.2, rapport d'Avant Projet de Référence, LTF, Egal (2007)). Cela ne signifie pas pour autant qu'il s'agisse de la seule solution possible. Les données étant trop rares en profondeur pour contraindre précisément le modèle.

3.6.4 Conclusions relatives à la coupe du tunnel

Le résultat obtenu est cohérent avec l'interprétation du BRGM dans la mesure où nous nous sommes basés sur les mêmes jeux de données. La géométrie exacte du Pli du Château ne peut être catégoriquement déterminée pour le projet de tunnel puisque les données manquent drastiquement en profondeur. Cependant, l'interprétation retenue imposerait que l'axe du projet reste dans les niveaux carbonatés du Trias-Jurassique moyen et ne devrait pas recouper de terrains évaporitiques.

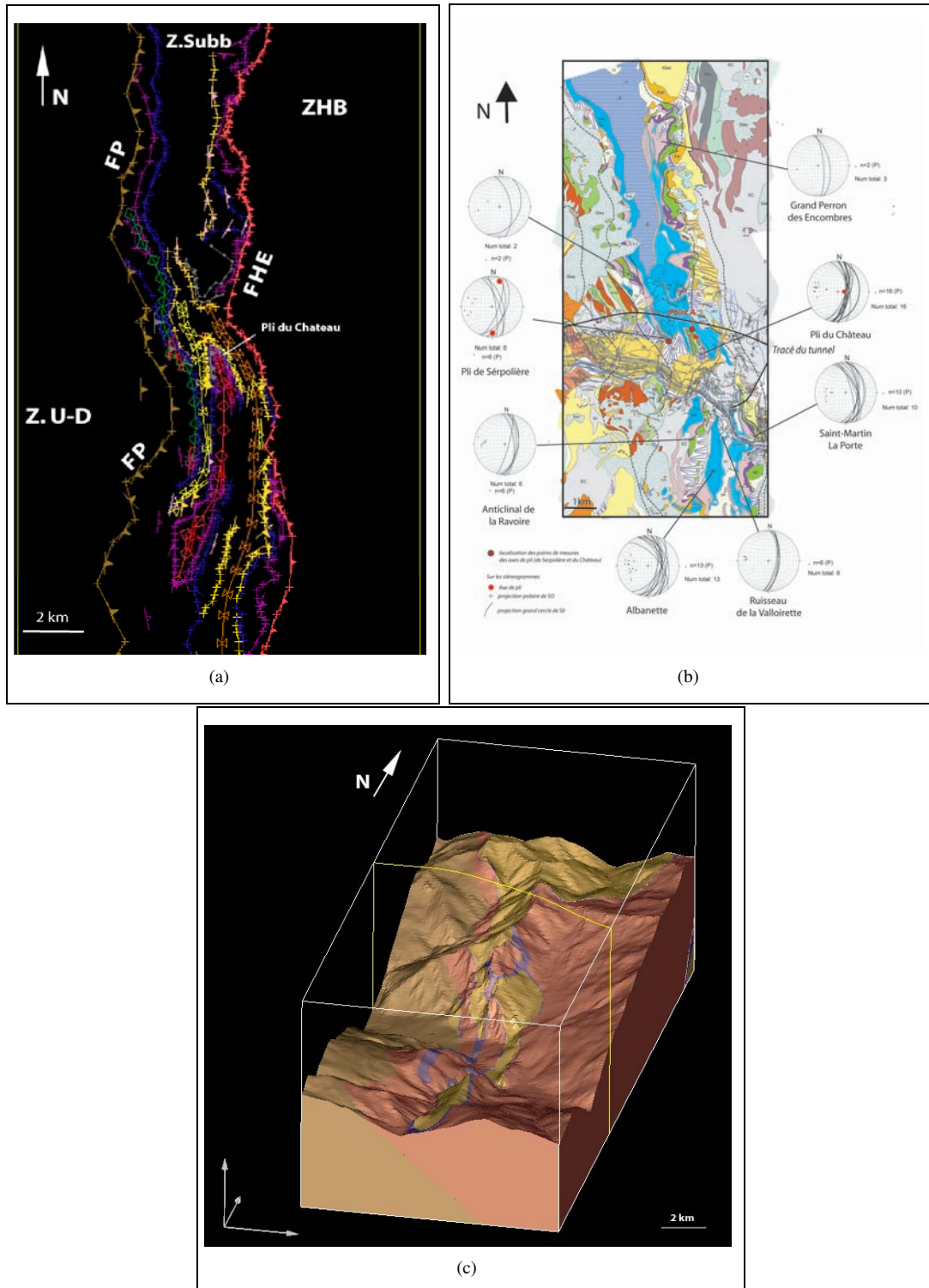


FIGURE 3.18 – Bloc 3D étendu à toute la Zone Subbriançonnaise, d’après la carte géologique au 1/50000 (Barbier 1948).(a) : contours et données structurales de la carte géologique (Barbier 1948), (b) : carte géologique de la Zone Subbriançonnaise (Barbier 1948); (c) : Bloc 3D correspondant à l’interpolation de nos données d’interface et des données issues de la littérature (Barbier 1948).

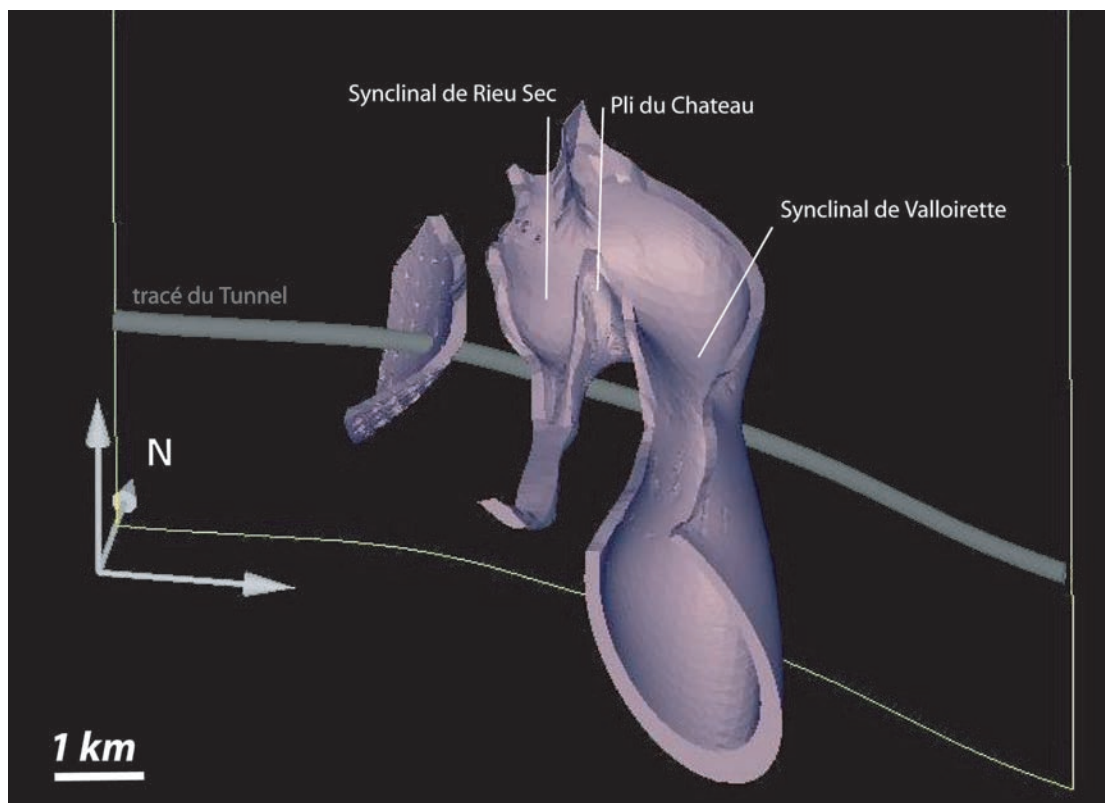


FIGURE 3.19 – Extrait du modèle 3D (Figure 3.18), figurant de manière schématique la structuration du pli du Château selon l'interprétation proposée par Egal (2007). La formation représentée en violet correspond aux calcaires massifs du Jurassique moyen (jmC).

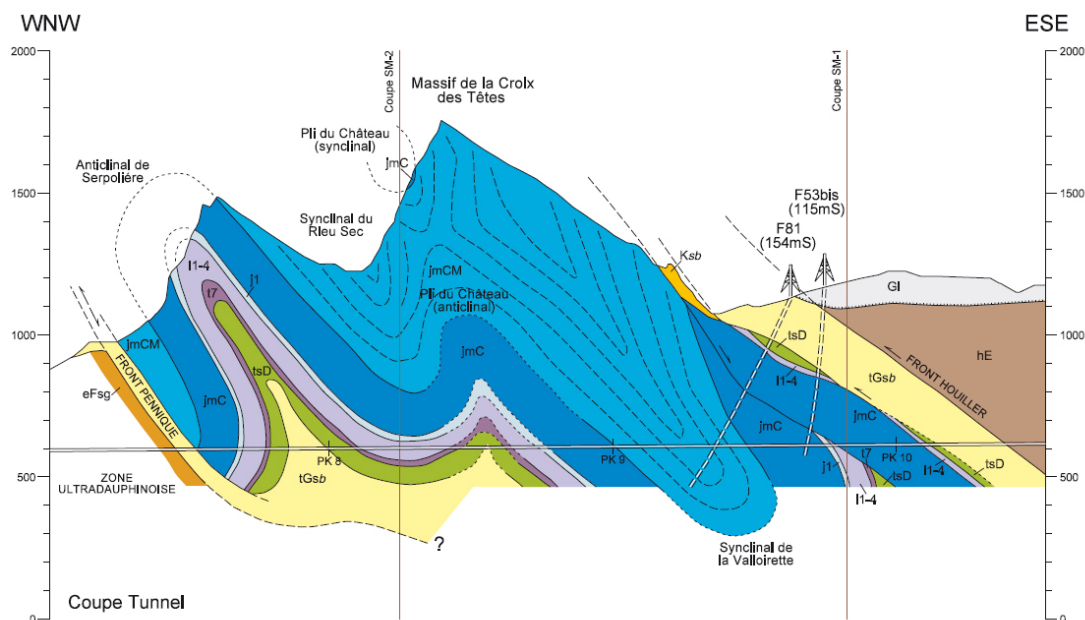


FIGURE 3.20 – Coupe prévisionnelle du projet Lyon-Turin sur le tronçon de la Zone Subbriançonnaise d'après le rapport d'Avant-Projet de Référence, LTF, Egal (2007), validée par nos travaux de modélisation 3D.

3.7 Discussions cinématiques pour les secteurs étudiés

3.7.1 Evolution de la déformation en bordure occidentale de la Vanoise : discussion

Les structures associées au rétrocharriage sont connues dans la Zone Briançonnaise depuis les travaux d'Ellenberger (1958). Cependant, le “rétrocharriage” était surtout décrit comme un rebroussement vers l'Est de structures initialement à vergence ouest sans plus de précision sur la nature exacte des différents contacts de la cicatrice de Modane-Chavière.

S'il existe effectivement des structures «rebroussées» vers l'Est dans le secteur de Modane-Avrieux (Figure 3.21, cf. § 2.5.1.3) par des plans de cisaillement de vergence $E\Phi_{3V}$ [Avant Projet de Références LTF, d'après Baudin *et al.* (2006a) ; Strzeczynski (2006)], le train de plis de la déformation D3V décrit dans le secteur Sapey-Orgère est attribué à un rétroplissement de vergence SE à l'origine des plis de l'Aiguille Doran, du Râteau d'Aussois et des synclinaux associés (synclinaux de la Masse (S.M) et des Côtes (S.C)). Nous interprétons les décro-chevauchements comme une accentuation de cette déformation dans des conditions de ductilité moindres que ses manifestations plus internes. Le décro-chevauchement de la Masse serait le premier à apparaître, causé par des mouvements cisailants entre les deux anticlinaux du secteur.

En revanche, les décro-chevauchements définis dans la bande longitudinale de la cicatrice de Modane-Chavière (cf. § 3.2.2) tronquent et chevauchent l'anticlinal de l'Aiguille Doran et semblent donc plus tardifs.

La déformation D3V (i.e D2_{Am}, au Massif d'Ambin) s'exprime en Zone Vanoise-Ambin en continuum d'une déformation montrant un gradient de déformation E-W, avec :

- des cisaillements vers l'Est entraînant vers l'Est des structures préexistantes (Φ_{1V}) en bordure occidentale du Massif d'Ambin
- des plis plurikilométriques «rétroplissés» de vergence Est rapidement accompagnés de décro-chevauchements de vergence Est en bordure interne de la Zone Houillère Briançonnaise.

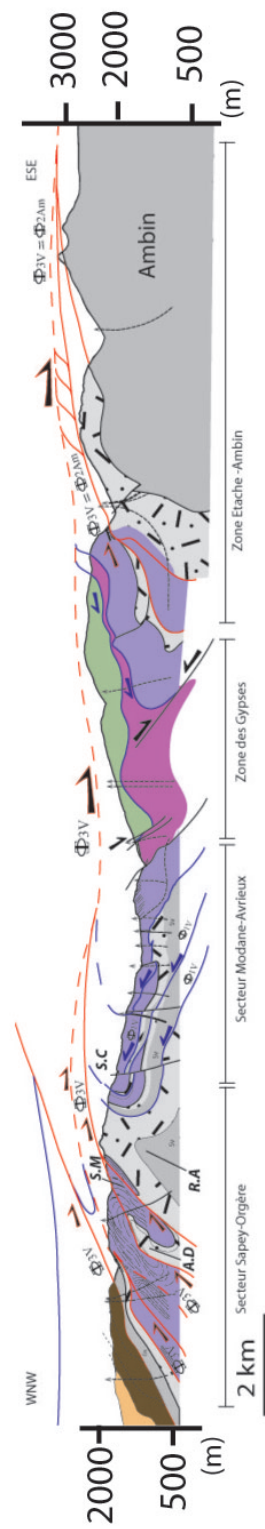


FIGURE 3.21 – Coupe géodynamique sur le tracé du tunnel (modifiée d'après la coupe prévisionnelle, de l'Avant-Projet de Référence, Baudin *et al.* (2006a) montrant un gradient W-E de la déformation D_{3V} (associée la déformation D_{2Am} au Massif d'Ambin). Abréviations : A.D : Anticline de Aiguille Doran, R.A : Anticline du Râteau d'Aussois, S.M : Synclinal de la Masse, S.C : Synclinal de Cotes.

3.7.2 Discussion sur l'évolution de la déformation en Zone Subbriançonnaise

L'axe du pli du Château est fortement plongeant vers le SE comme l'a souligné Ceriani (2001). Nos travaux de terrains (cf § 3.6) couplés à la modélisation nous permettent d'interpréter la verticalisation de l'axe du pli comme un avènement localisé.

En effet, si on observe le prolongement des flancs du pli du Château, ils forment une structure en anticlinal clairement caractérisée, le Pli de la Ravoire (Figure 3.6, p. 77). Ainsi, nous confirmons que la géométrie apparente de synforme du Pli du Château proposé par Ceriani n'est pas représentative de la géométrie régionale du secteur, mais correspond à un anticlinal d'orientation subméridienne dont l'axe plonge localement vers le SE (Figure 3.22).

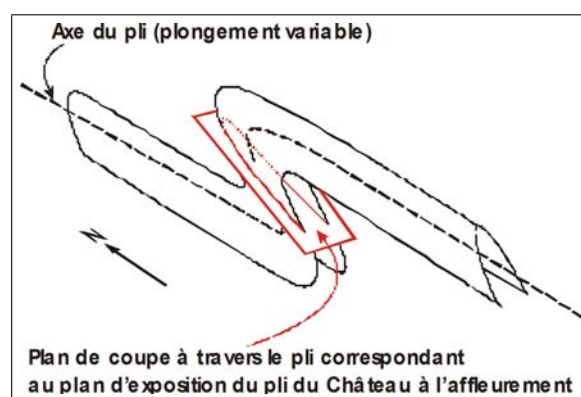


FIGURE 3.22 – Représentation schématique d'une nouvelle interprétation proposée pour le Pli du Château [Figure extraite du rapport APR 2006, rédigé par E. Egal, BRGM (Egal (2007))].

Quant au polyphasage suggéré par Ceriani (2001), nous n'avons observé aucune structure d'interférence $D1_{ext}$ - $D2_{ext}$, ni aucun redoublement de la série stratigraphique permettant de confirmer ou d'infirmer son hypothèse (chap 2). Seule une phase mineure a été clairement observée au massif du Grands Perrons des Encombres. Celle-ci correspond à une "ondulation" des niveaux dolomitiques et semble avoir une incidence mineure pour la structuration globale de la zone (Figure 3.5-B). Nous ne voyons donc aucun argument permettant de différencier les linéations $L1_{ext}$ et $L2_{ext}$, (toutes deux d'orientation N-S). Ainsi dans l'état actuel de nos observations nous proposons de regrouper $D1_{ext}$ et $D2_{ext}$ pour la structuration générale des plis subbriançonnais et pour le Pli du Château en particulier.

Quant à la cinématique qui rendrait compte de cette structure, nous approuvons l'hypothèse de cinématique en transpression [déjà suggérée par Eisbacher (1991) puis Ceriani (2001)] le long des principaux chevauchements (FP, à l'Ouest et FHE, à l'Est).

En effet un décrochevauchement de composantes décrochantes senestres et de composante en chevauchement vers le NW (direction de charriage des nappes Briançonnaises) suffirait à expliquer à la fois :

- les linéations d'étirements N-S,
- la formation des plis d'orientation subméridienne,
- la variation de plongement des axes de ces plis,

Tout ceci se réalise dans un même continuum de déformation initié au Pré-Priabonien (sans pouvoir être plus précis), comme Ceriani (2001) finira par le suggérer.

Nous pensons que cette déformation est équivalente à la déformation $D2$ (transpression senestre le long de FP, au Priabonien) décrite en Ultra-Dauphinois (cf. § 2.2) mais qui se serait manifestée plus tôt en zone Subbriançonnaise (au Pré-Priabonien, Eocène). Ainsi, nous regroupons les phases $D1_{ext}$ et $D2_{ext}$ de Ceriani (2001) en une seule déformation $D2_{ext}$ (cf. synthèse présentée en Figure 3.23)

			Dauphinois	R.T.	Ultra-Dauphinois (Cheval Noir)	F.P	Subbriançonnais	F.H.E
Age	Phase	Régime						
post-5 Ma	D4ext	Extensif				Retactivation		Retactivation
Oligocène moyen - Miocène moyen	D3ext	Compressif	S3 pénétrative Plis isoclinaux	top WNW	Plis ouverts-chevrons PA3 plonge vers SE S3 =PA3 très faiblement marquée	Plissé	S3 pendage ESE Plis très ouverts PA3 pendage vers l' E	Plissé
Oligocène inf - Priabonien (Eocene Sup)	D2ext	Trans-pression senestre			L2 étirement N-S Plis isoclinaux A2 orientée en N-S S2 pénétrative	Cvt top N	L2 étirement N-S S2=PA2 pénétrative pendage vers NE A2 d' orientation variable	Cvt top NNW
Priabonien (Eocene Sup)								

FIGURE 3.23 – Synthèse des déformations pour les unités frontales des Alpes Occidentales. Ce tableau est repris d’après Ceriani (2001), où nous avons remplacé les déformations initiales $D1_{ext}$ et $D2_{ext}$, par une seule déformation $D2_{ext}$ (Voir texte).

Chapitre 4

Contribution pétro-métamorphique : utilisation de la spectrométrie Raman à l'échelle des Alpes Occidentales

4.1 Introduction

L'objectif de cette thèse est de proposer une reconstitution géodynamique le long de la transversale Chartreuse-Maurienne. Le chapitre 2 (p. 19) fait l'inventaire des déformations reconnues au sein des unités traversées sur cette transversale. Le chapitre 3 (p. 65) nous permet de préciser les géométries dans des secteurs encore mal contraints et par conséquent de préciser la mise en place de certaines structures. Une synthèse de l'évolution spatio-temporelle des déformations le long de la transversale est disponible (Cf. Figure 5.5, p. 131).

Pour contraindre notre reconstitution, l'apport des estimations P-T associées aux âges et à la déformation (étude P-T-t-D) est indispensable. Si des études ont largement été menées dans les Alpes, seuls les domaines qui ont enregistré des degrés de métamorphisme de Ultra Haute Pression (UHP) et Haute Pression (HP) sont bien documentés. A l'inverse, trop peu d'informations sont disponibles pour les zones de faibles degré métamorphique caractérisés par des paragenèses minéralogiques pauvres, ce qui ne facilite pas l'utilisation des méthodes thermo-barométriques classiques. C'est particulièrement le cas pour la Zone Houillère Briançonnaise où les données pétro-métamorphiques restent qualitatives.

Dans ce Chapitre nous proposons d'utiliser la méthode RSCM (Raman Spectroscopy of Carbonaceous Material) pour quantifier le métamorphisme dans les zones trop peu renseignées.

La méthode RSCM consiste à mesurer le degré d' "ordre" ou de "désordre" des structures moléculaires intrinsèques à la matière organique. En effet, les atomes de carbones s'organisent graduellement sous la forme de feuillets parallèles, à mesure que les conditions métamorphiques augmentent, en évoluant vers un graphite parfait. Aussi, plus la température est élevée et plus l'organisation des atomes est plane. Ce processus d'organisation étant irréversible, la structure moléculaire de la matière organique (MO) révèle les conditions de température maximum atteinte.

L'organisation de la MO est " analysée " à l'aide d'un spectromètre Raman. Celui-ci émet un rayon laser parallèlement aux feuillets carbonés et qui diffuse un rayonnement électromagnétique caractéristique de la structure de l'échantillon en réponse aux excitations électroniques des liaisons atomiques. Le signal est alors reçu par le spectromètre et traité afin d'obtenir l'intensité du signal en fonction d'un nombre d'ondes (cf. Figure 4.1).

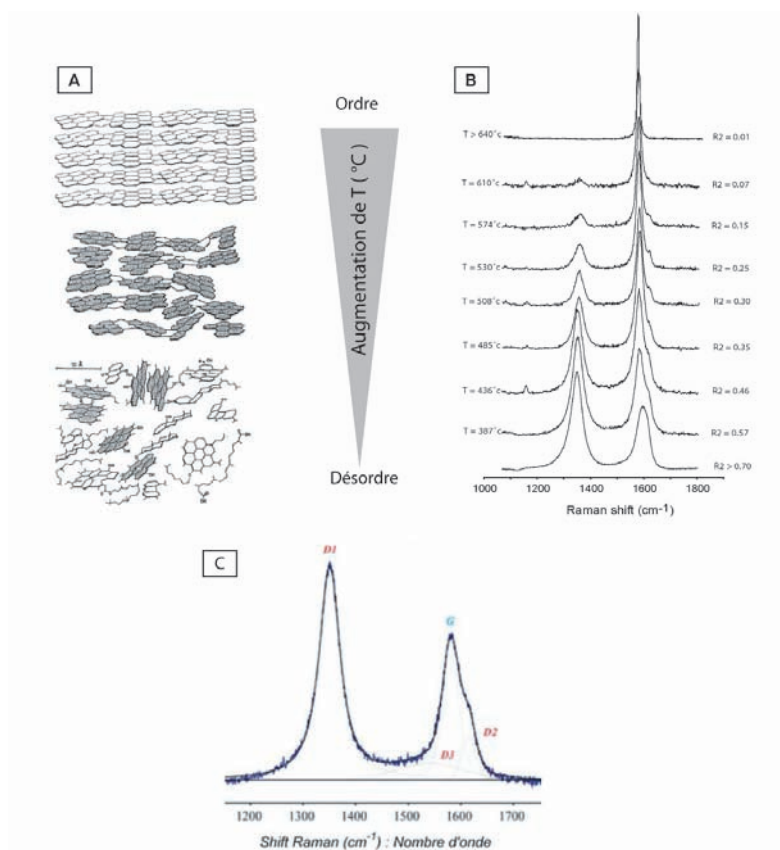


FIGURE 4.1 – Détermination d'une température maximum atteinte en utilisant la spectroscopie Raman d'après Beyssac *et al.* (2002). **A-** Organisation sous forme de feuillets d'atomes de carbones du kérogène lors de la graphitisation. **B-** Variations du spectre Raman en fonction de l'augmentation de la température. Plus la température atteinte est élevée, plus le pic de défaut D1 (cf. C) diminue et la bande graphite s'amincit et s'intensifie. **C-** Spectre Raman normalisé du graphite impur pour une roche de grade métamorphique moyen. Pic de défaut D1 (nombre d'onde : ~1350 cm-1) et bande " graphite " G (nombre d'onde : ~1580 cm-1) constituée ici de deux pics de défaut D2 (nombre d'onde : 1620 cm-1) et D3 (nombre d'onde : 1500 cm-1).

Beyssac *et al.* (2002) définissent la loi empirique linéaire reliant la température Tmax (°C) à un rapport des aires R2 des pics " analysés " (D1,D2,G), telle que :

$$T = -446 * R2 + 641 \pm 50^{\circ}C$$

avec

$$R2 = \frac{D1}{G + D1 + D2} \text{ le rapport d'aire}$$

Cette méthode est calibrée dans une gamme de température de 330°C et 650°C .

La spectroscopie Raman s'avère donc être un puissant géothermomètre ; son utilisation ne s'est donc pas

limitée à la seule Zone Houillère Briançonnaise et a été étendue à l'ensemble de la vallée de la Maurienne. Ce travail est présenté sous la forme d'un article "Thermal structure of a fossil subduction wedge in the Western Alps" accepté à Terra Nova (cf. section suivante).

4.2 Spectrométrie Raman

Article I

Thermal structure of a fossil subduction wedge in the Western Alps

Authors:

S. Gabalda¹, O. Beyssac², L. Jolivet³, P. Agard³, C. Chopin²

1. Ecole des Mines de Paris, Paristech, Géosciences, 77305 Fontainebleau, France.
2. Laboratoire de Géologie, ENS-CNRS, Paris, France.
3. Laboratoire de Tectonique, ESA 7072, UPMC Univ Paris 06, Paris, France.

Abstract:

New peak metamorphic temperatures are obtained by Raman spectroscopy of Carbonaceous Material (RSCM) to document the thermal structure of the central western Alps with high sampling resolution. We show that peak metamorphic T gradually increases eastward from less than 330 to 350°C (ultra-Dauphinois to subbriançonnais units), ~350 to more than 400°C (Briançonnais domain including the Zone Houillère where metamorphic index minerals are rare) and from 350 to more than 500°C (Liguro-Piemontese domain). Combined with other constraints on the metamorphic evolution, this dataset reveals a good preservation of the overall thermal structure of the fossil subduction wedge, with no particular thermal overprint during collision. However, local confrontation with P-T estimates and radiometric ages reveals more subtle variations within tectonic units and across the main contacts that are linked to the past activity of the major thrusts and extensional shear zones during subduction and exhumation.

Keywords: Western Alps, Alpine metamorphism, RSCM thermometry, subduction wedge, exhumation

(Accepted to Terra Nova)

4.2.1 Introduction

The western Alps mountain belt represents a stack of Ligurian oceanic and European continental units that were involved in subduction prior to accretion [e.g. (Chopin 1987 ; Polino *et al.* 1990 ; Tricart *et al.* 2004)]. This geodynamic evolution is attested by high-pressure, low-temperature (HP-LT) metamorphic gradients typical of subduction, with metamorphism increasing eastward from advanced diagenesis in the external domains to ultra-high pressure conditions in the internal zones (Chopin 1984 ; Goffé *et al.* 2004), and metamorphic patterns more or less superposed to the main tectono-stratigraphic divisions. However, except along a few favourable sections of the Schistes lustrés (SL) (Agard *et al.* 2001), P-T estimates are quantified locally and not continuously across the belt, depending upon outcropping conditions and the presence of adequate lithologies. Furthermore, large ensembles of metasediments lacking diagnostic mineral associations, such as the Zone Houillère Briançonnaise (ZHB), provide very few opportunities to calibrate P and/or T with classical thermobarometric methods.

This is a serious limitation for quantitative petrologic investigations in the area and for comparison with numerical models that provide a continuous thermal field (Simoes *et al.* 2007 ; Yamato *et al.* 2007). One of the main conclusions of earlier petrological studies is that the main tectonic contacts are often associated with significant jumps in metamorphic P-T conditions, and that the present-day structure is largely post-metamorphic (Goffé *et al.* 2004 ; Oberhänsli et Goffé 2004). Would this conclusion still hold if a more continuous record of P-T conditions was available is a debatable question. Quantifying with a higher spatial resolution the peak of metamorphic conditions is critical to precise the P and/or T variations across the main tectonic contacts, but also within the tectono-stratigraphic units.

Using RSCM thermometry (Beyssac *et al.* 2002), we document on a large scale the peak T along a complete transect of the internal Western Alps to reveal its detailed thermal structure. We present and discuss this T dataset in light of existing P-T and geochronological constraints in order to better understand the dynamics of the fossil subduction wedge.

4.2.2 Geological setting

The internal western Alps are made of a west-verging stack of continental and oceanic nappes formed during the closure of the Ligurian Ocean, a part of Tethys Ocean *lato sensu*, from the Late Cretaceous to the Oligocene. Most of the belt was built at the expense of the subducted European continental margin (Ultra-Dauphinois, subbriançonnais, Briançonnais and Piemontese domains). Remnants of the Ligurian Ocean (SL nappe and associated ophiolites) are sandwiched between European continental margin and Apulian units defining the subduction wedge. A general gradient of metamorphic conditions is recorded from W to E [e.g. Metamorphic map of the Alps by Oberhänsli et Goffé (2004)] from poorly metamorphosed to the W to ultra-high pressure to the E (Dora Maira). Geological data show a clear westward migration of thrust front from E to W during the formation of the belt and the age of metamorphism evolves accordingly with a clear westward younging (Handy et Oberhänsli 2004 ; Rubatto *et al.* 1998 ; Tricart *et al.* 2004).

The studied area is located in the vicinity of an E-W transect from Saint-Jean-de- Maurienne (France) to Bussoleno (Italy), along the Maurienne valley (Fig. 4.2). The construction of a TGV rail link from Lyon to Turin and the excavation project of a ~52 km long tunnel at the altitude of ~500 m offered the opportunity to sample continuously at the surface and in exploratory wells the desired lithologies.

The sampled section stretches from the poorly metamorphosed ultra-Dauphinois domain to the W to the eastern part of the SL nappe to the E. It crosses several major tectonic contacts (Fig. 4.2 & 4.3): the Penninic Front, the External and Internal Houiller Fronts and the SL Front. Within the SL several nappes are recognized: Grand Vallon unit, Liguro Piemontese Upper Middle and Lower units, which differ by their original lithologies and metamorphic grade with a general increase of P and T toward the E [(Deville *et al.* 1991 ; Fudral *et al.* 1994); Fig. 4.2 & 4.3]. The most important of these contacts is located between the eclogitic SL (Lower unit) and the blueschist SL (Middle unit) where a ductile extensional shear zone (Fig. 4.3) has been described south of Susa (Ballèvre *et al.* 1990). Within the Briançonnais too, several units have been recognized that differ by their stratigraphy and metamorphic evolution [e.g., (Ellenberger 1958 ; Ganne *et al.* 2007 ; Goffé *et al.* 2004)]

4.2.3 RSCM method and sampling strategy

RSCM thermometry is based on the quantitative study of the degree of graphitization of carbonaceous material (CM) which is a reliable indicator of metamorphic T. Because of the irreversible character of graphitization, CM structure is not sensitive to the retrograde path during exhumation of rocks and depends on the maximum T reached during metamorphism (Beyssac *et al.* 2002). T can be determined in the range 330-650°C with a precision of $\pm 50^\circ\text{C}$ due to uncertainties on petrologic data used for the calibration. Relative uncertainties on T are however much smaller, probably around 10-15°C (Beyssac *et al.* 2004, 2007).

Raman spectra were obtained using a Renishaw InVIA Reflex microspectrometer (ENS Paris). We used a 514 nm Spectra Physics argon laser in circular polarization. The laser was focused on the sample by a DMLM Leica microscope with a 100 \times objective (NA=0.90), and the laser power at the sample surface was set around 1 mW. The Rayleigh diffusion was eliminated by edge filters, and to achieve nearly confocal configuration the entrance slit was closed down to 10-15 μm . The signal was finally dispersed using a 1800 gr/mm dispersive grating and analyzed by a Peltier cooled RENCAM CCD detector. Before each session, the spectrometer was calibrated with a silicon standard. Because Raman spectroscopy of CM can be affected by several analytical mismatches, we followed closely the analytical and fitting procedures described by Beyssac *et al.* (2002, 2003). Measurements were done on polished thin sections cut perpendicularly to the main fabrics (S0, S1) and CM was systematically analyzed below a transparent adjacent mineral, generally quartz. 10-15 spectra were recorded for each sample in the extended scanning mode (1000-2000 cm^{-1}) with acquisition times from 30 to 60 s. Spectra were then processed using the software Peakfit (Beyssac *et al.* 2003).

Our dataset consists of 72 samples collected in all structural units of the studied area (Fig. 4.2). A more systematic sampling was performed in the wide meta-sedimentary domains where the thermal structure is so far poorly documented (ZHB and SL N of Ambin). Several samples from the ZHB were taken from deep wells (~1500 m depth) to complement the traditional surface sampling. See supplementary material for sample details and RSCM results.

4.2.4 Results

Some representative Raman spectra and corresponding RSCM T are depicted on Fig. 4.4. All RSCM T are represented on the structural map and projected on E-W cross-sections (Fig. 4.2 & 4.3). At a first glance,

T increase seems gradual (330 to more than 500°C), but a careful confrontation with local P-T estimates and radiometric ages reveals a more subtle pattern.

In the western low-grade Ultra-Dauphinois, RSCM T is below 330°C, compatible with illite cristallinity (IC) measurements suggesting very low-grade metamorphism (Ceriani *et al.* 2001). E of the Penninic front in the subbriançonnais domain, RSCM T reaches 350°C, despite similar IC values as in the Ultra-Dauphinois (Fügenschuh *et al.* 1999). Fig. 4.5 A illustrates the slight T gap between the two units. Zircon Fission Tracks ages (ZFT, Fig. 4.5 B) show that the subbriançonnais domain was exhumed through the 250°C isotherm much earlier than the Ultra-Dauphinois (Fügenschuh et Schmid 2003). The observed RSCM T variation correlates with this ZFT age contrast, which suggests a significant relative vertical displacement along the Penninic front contact 20-25 Ma ago. Similar apatite fission tracks (AFT) ages (~10 Ma) across this contact show that the final exhumation occurred within the same time range.

RSCM T in the ZHB clusters around 340-350°C in the western and central parts, whereas a slight but significant increase up to 380-400°C is revealed in the eastern part (Fig. 4.5 A). These values are compatible with (i) previous local P-T estimates of low-greenschist metamorphic grade in western ZHB and upper-greenschist facies in the eastern ZHB (Goffé *et al.* 2004), as well as (ii) a recent local P-T study further N, in the Rutor area (375°C, 5 kbar; (Bücher et Bousquet 2007a)). No significant N-S T variations are observed along-strike in the ZHB, nor between superficial and drilled samples. FT ages do not significantly vary across the External Houiller Front (Fig. 4.5 B) suggesting (1) either a synchronous vertical displacement along the External Houiller and Penninic Fronts for the two units, or (2) a small relative vertical displacement across the External Houiller front. The absence of Mesozoic sediments in the ZHB samples used in this study raises the problem of the age of the RSCM T, but similar Alpine reset ZFT ages in the Mesozoic subbriançonnais domain and ZHB (Fügenschuh et Schmid 2003) and the presence of metamorphic Alpine lawsonite in the whole ZHB (Goffé *et al.* 2004) suggest that RSCM T are most likely Alpine in age. East of the Internal Houiller Front, which is discontinuously underlined by basement gneiss lenses (Sapey gneiss unit), RSCM T reach higher values, up to 580°C, which are anomalously high in the profile (Fig. 4.5 A).

Late Triassic to Eocene metasediments of the Briançonnais cover have undergone only Alpine metamorphism, locally in blueschist-facies conditions at ~12 kbar, ~360°C (Bernard *et al.* 2007). In this ensemble, RSCM T varies from ~360°C up to 390-425°C in the Dent Parrachée nappe unit and locally almost 500°C in the upper Triassic calcschist of the Bellecombe fold in the Ambin massif. The former unit overlies the Vanoise domain and is slightly warmer than its sedimentary cover, in agreement with an allochthonous, more internal, origin of this unit (Deville *et al.* 1991). Furthermore, the RSCM T difference between the sedimentary covers of Ambin (Bellecombe) and S-Vanoise supports a deeper burial of the Ambin massif during subduction (Ganne *et al.* 2007).

Agard *et al.* (2001) showed for the SL, S of Ambin, a relatively continuous and progressive P-T evolution, with blueschist facies in the west (~10-12 kbar, 350°C) grading up to eclogitic conditions in the east (~20 kbar, 500°C), suggesting a T/depth gradient close to 8°C/km. W of Ambin, where carpholite/lawsonite assemblages are observed, all RSCM T cluster around 350-390°C with a slight eastward positive gradient. N of Ambin, the lowest RSCM T (~390-410°C) are found in the structurally high Grand-Vallon and Liguro Piemontese upper units (Sana, Lamet localities), which also have the youngest stratigraphic ages. These values are compatible with the minimum estimates of the metamorphic peak at 370°C and ~9 kbar in the

upper unit (Rolland *et al.* 2000). Deeper within the nappe stack, RSCM T of middle unit reach 450-470°C. Eastward, in the lower unit (Fig. 4.2 & 4.3) RSCM T are systematically higher than 500°C for the locally garnet-bearing calcschists and pelitic schists, in agreement with the minimum estimate of ~480°C at 12-20 kbar in neighbouring eclogitic metabasites (Rolland *et al.* 2000).

In the northern part of the studied domain a strong T gap is observed across the Digitation de l'Iseran from 540°C to the east in the eclogitic SL to 400°C to the west in the blueschist SL (E-F cross section; Fig. 4.3). In fact, this sharp T increase follows a major west-dipping extensional shear zone (Ballèvre *et al.* 1990), whose importance is further outlined in the cross sections (Fig. 4.3).

No radiometric data are available in the SL from W and N of Ambin. FT ages in the Liguro Piemontese units are older than in the more external Briançonnais and Piemontese units, implying an earlier exhumation. S of Ambin, radiometric constraints reveal a synchronous peak of metamorphism around 55-60 Ma for the HP event and around 45-50 Ma for the greenschist facies [(Agard *et al.* 2002); Fig. 4.5 B].

Last, in the continent-derived internal crystalline massifs, RSCM T is ~540°C in the Pinerolo unit, which is very similar to peak T estimated in the equivalent Money unit to the N in the Gran Paradiso massif (Le Bayon et Ballèvre 2006). Pristine graphite is observed in the Brossasco ultra-high pressure unit, implying a peak metamorphic T higher than 650°C (Beyssac *et al.* 2002). Exhumation processes for these massifs are still debated in the literature, but recent data point to exhumation ages between 40 and 35 Ma and all internal units were in any case exhumed to depths < 20km by 35 Ma (Agard *et al.* 2002 ; Schwartz *et al.* 2007).

4.2.5 Discussion and conclusion

Using RSCM thermometry we obtain the first high resolution profile of maximum T through the western Alps fossil subduction wedge (Fig. 4.5). Grossly RSCM T are always compatible with local estimates of P-T conditions by classical petrological methods, but they have a much higher internal consistency.

At a first glance (Fig. 4.5 A), the evolution of T across the belt shows a clear tendency with an eastward T increase from ~300 to ~550-600°C, except for the Sapey and the S-Vanoise basement which likely preserved an earlier pre-Alpine metamorphic imprint (Bocquet 1974). This should not be taken, however, as an indication that the metamorphic structure is entirely continuous. The T/P gradient in this part of the Alps is low, around 8°C/km in the internal zones (Agard *et al.* 2001), and small T differences may correspond to significant pressure gaps. In addition, the peak T recorded by RSCM may not correspond to the peak of P, and this should be tested by establishing detailed P-T paths for these rocks. Last, the gradient in the West is likely higher than in the East as the crustal contribution (and thus radiogenic heat production) to the fossil subduction wedge was more significant (Goffé *et al.* 2003).

The general picture offered by the variation of RSCM T across the western Alps shows a good preservation of the overall thermal structure of the fossil subduction wedge. In spite of significant post-HP deformation, the succession of subducted units has been preserved along this transect where no major reheating occurred after the peak of pressure. This either means that the whole fossil subduction wedge has been exhumed rigidly or that late exhumation did not disturb the organization of tectonic units within the subduction wedge, which is more likely. After their sequential underthrusting and maximum burial, metamorphic

units thus came back to the surface sequentially in time and space, the deepest and warmest units being also the easternmost.

Models explaining the formation of the western Alps should fit this important geometrical and temporal constraint. A more detailed examination of the thermal structure reveals two other important points. (1) The slight increase of RSCM T across the Penninic Front is correlated with a contrast in ZFT ages, whereas the relative continuous T in sub-Briançonnais zone and ZHB is associated with similar ZFT ages crossing the External Houiller Front. This distribution of T strengthens the importance of the Penninic Front as a major tectonic contact in the area. (2) The western contact of the eclogitic SL is associated with a large T gap, which further supports the existence of a significant P gap there and the activity of a crustal-scale detachment during exhumation.

Acknowledgements

We warmly thank X. Darmendrail and N. Monin (Lyon-Turin Ferroviaire) for samples from exploratory wells, E. Egal (BRGM) and Y. Gros (ANTEA) for their sampling contribution as well as support from D. Mercier (ENSMP) and T. Baudin (BRGM). This work was partly funded by INSU DyETI and ANR-JC (GeoCarbons project) grants to OB. Constructive reviews by S. Guillot, M. Ballèvre and R. Oberhänsli are acknowledged.

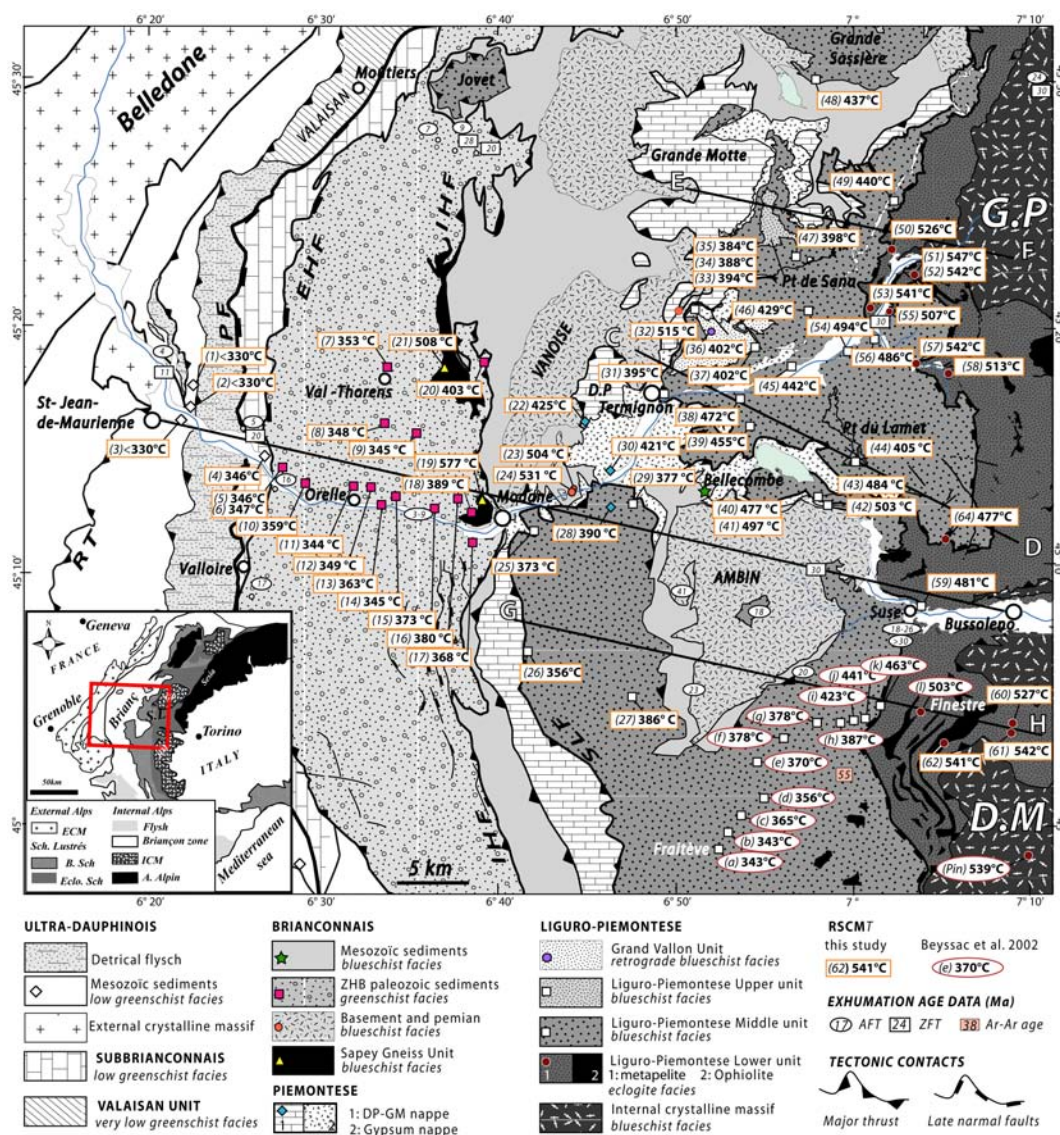


Figure 4.2

Figure 4.2: Geological map of the Western Alps modified after Debelmas (1980) ; Deville *et al.* (1991) ; Fudral *et al.* (1994) showing distribution of RSCM temperatures. See sample details in supplementary material. The absolute uncertainty on RSCM temperatures is $\pm 50^\circ\text{C}$. Symbols for samples refer to tectono-stratigraphic units. Radiometric data are reported from literature (FT by Malusà *et al.* (2005) and references therein; Ar/Ar ages by Agard *et al.* (2002)). Metamorphic facies for each tectonic unit are from Goffé *et al.* (2004). Tectonic contacts are RT: Roselend thrust (the ultra-Dauphinois thrust labelled by Ceriani *et al.* (2001)), PF: Penninic Front, EHF: External Houiller Front, IHF: Internal Houiller Front, SLF: Schistes Lustrés Front. Abbreviations, S-Vanoise : South-Vanoise, D.P: Dent Parrachée, Pt Sana: «Pointe de Sana», Pt Lamet: «Pointe de Lamet», G.P: Grand Paradis, D.M: Dora Maira. Lower left inset, location of study area. Different domains are E.C.M: External crystalline massifs, Briançon zone: Briançonnais domain, B.sch: blueschist schistes lustrés, Eclo. Sch: eclogitic Schistes Lustrés, G.P: Grand Paradis, D.M: Dora Maira, I.C.M: Internal crystalline massifs, A. Alpin: Austro Alpine units.

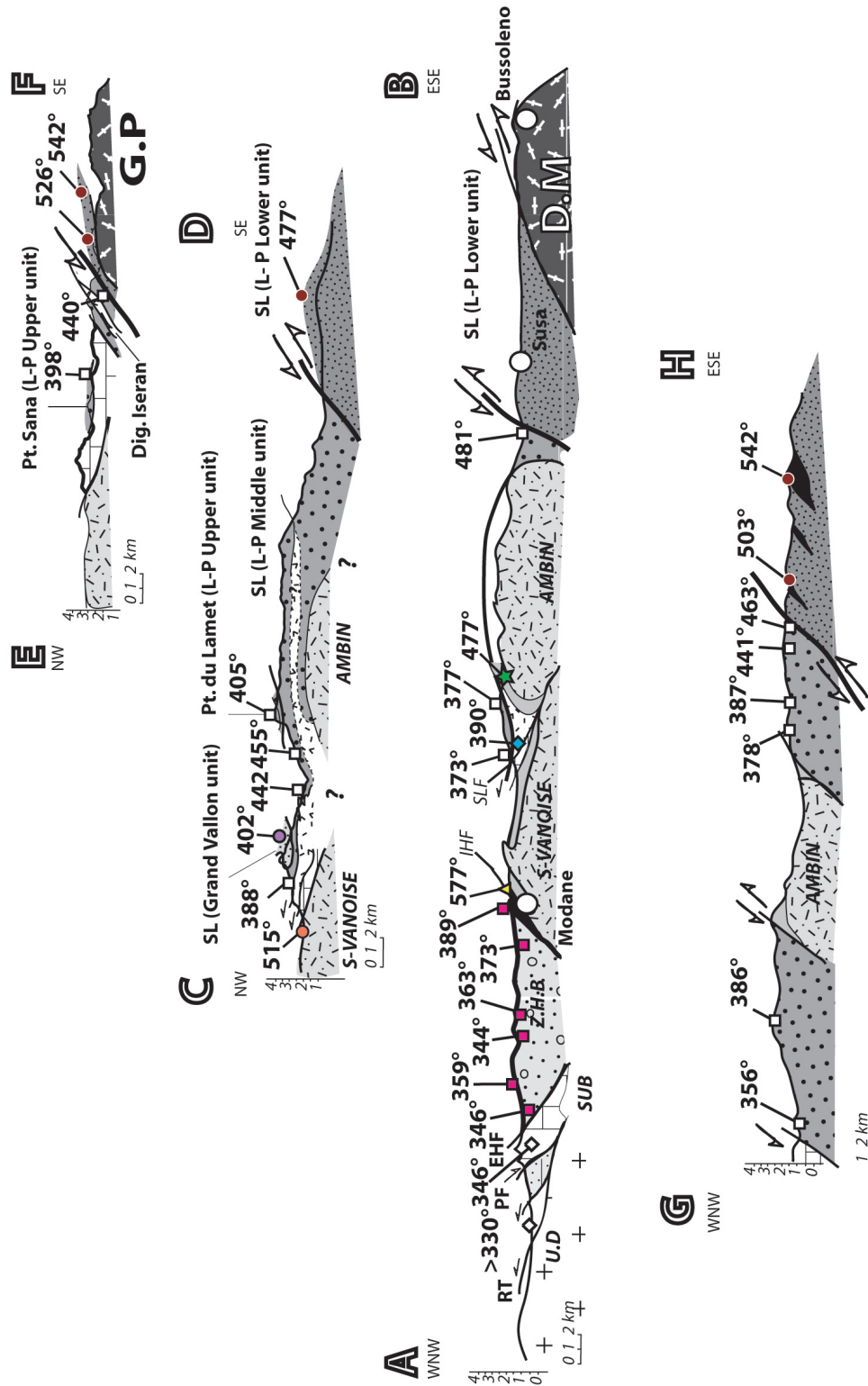


Figure 4.3: Schematic cross sections in the Central Western Alps, see Fig. 4.2 for location and information regarding tectono-stratigraphy, metamorphic facies and tectonic contacts abbreviations A-B, Saint-Jean-de-Maurienne to Bussoleno transect modified after Baudin *et al.* (2006a); C-D, E-F, N-Ambin respectively modified after Deville *et al.* (1991); Fudral *et al.* (1994) and G-H, S-Ambin modified after Agard *et al.* (2001). U.D: ultra-Dauphinois, SUB: Subbriançonnais, Z.H.B: Zone Houillère Briançonnaise, S-Vanoise: South-Vanoise, S.L: Schistes Lustrés, L-P Lower, Middle and Upper units: Liguro-Piemontese Lower, Middle and Upper units, Dig. Iseran: Dora Maira, D.M: Dora Maira, G.P: Grand Paradis.

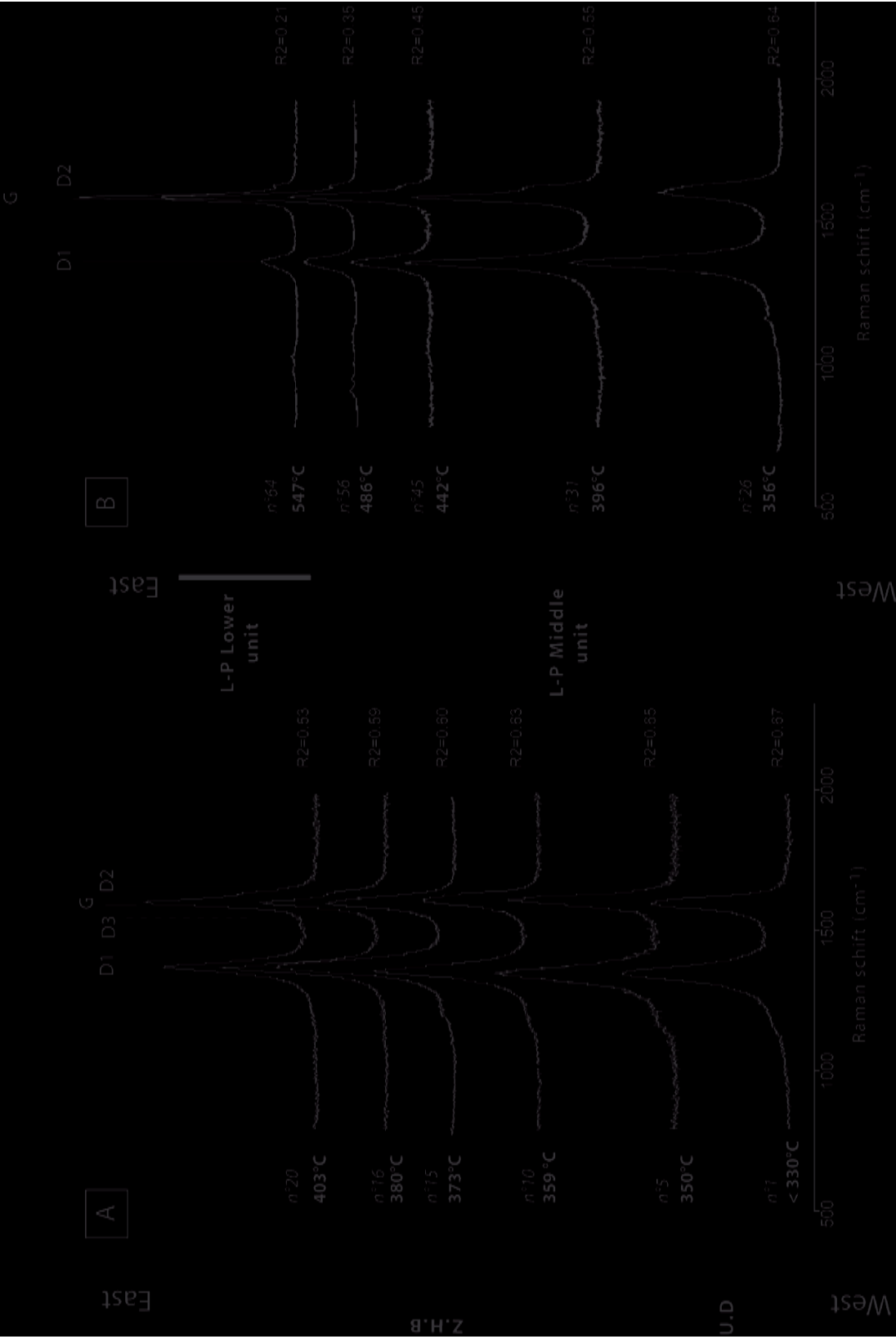


Figure 4.4: Raman spectra of carbonaceous material (CM) obtained in the various units of the Central Western Alps. Positions of graphite G and main defects (D1, D2 and D3) bands are indicated. For each spectrum, sample label, R2 ratio and corresponding RSCM temperature calculated from the depicted CM spectrum are indicated. See Beyssac *et al.* (2002) for details regarding RSCM thermometry. See Fig. 4.2 & 4.3 for abbreviations.

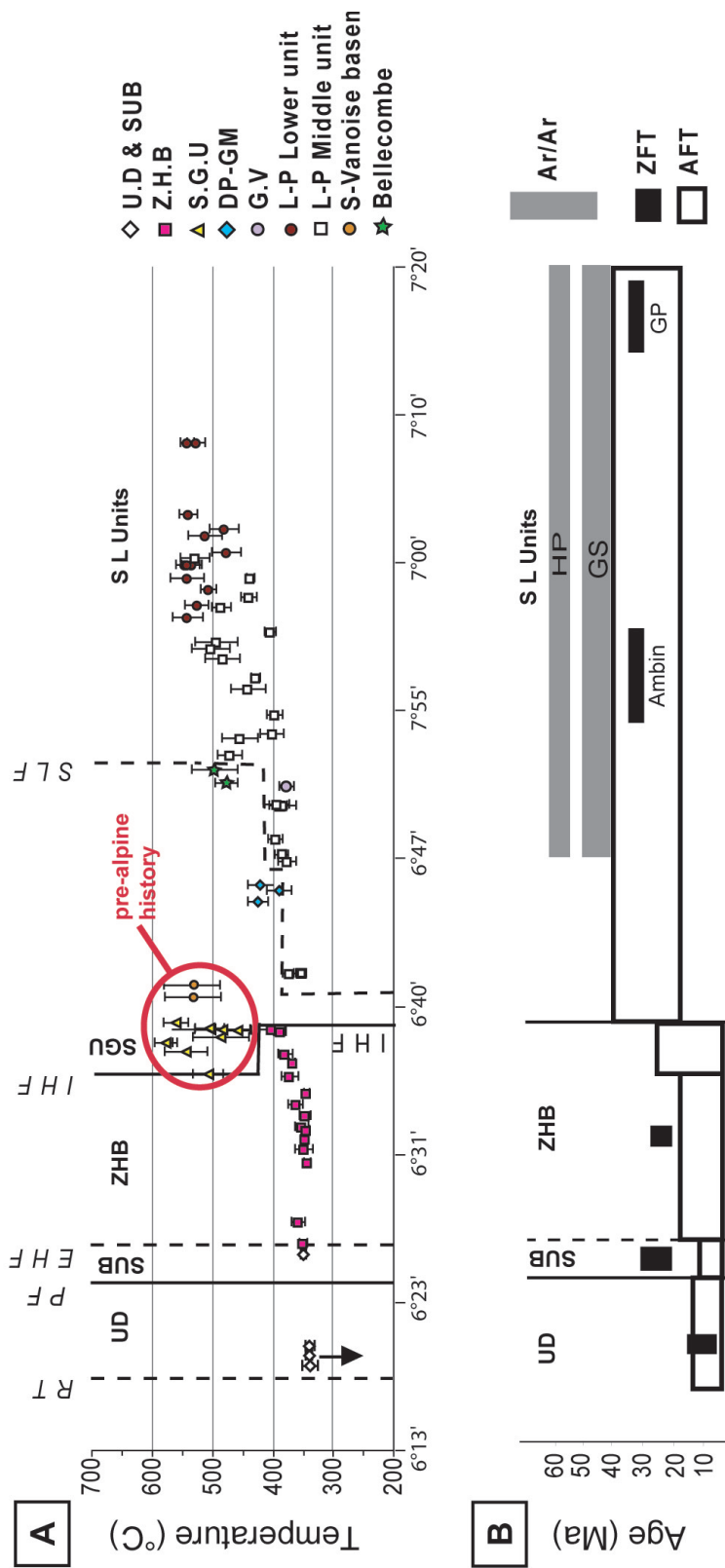


Figure 4.5: A: Projection of peak metamorphic temperatures in the Central Western Alps versus latitude. B: Synthesis of radiometric data versus latitude along the same profile reported from Malusà *et al.* (2005) (white and black areas) and Agard *et al.* (2001) (shaded areas). See Figure 4.2 & 4.3 for abbreviations.

4.2.6 Supplementary material

For more details, we provide information on (i) sampling locations, and parameters for temperature calculations, (ii) methodology.

Sample	Position		depth (m)	rock type	metamorphic facies	Sp.	R2		T (°C)	
	Long.	Lat.					Mean	SD	Mean	SE
ultra-Dauphinoise zone										
1	45°17'N	6°22'E		calcsch.	lw. greenschist	10			< 330	—
2	45°16'N	6°23'E		calcsch.	lw. greenschist	11			< 330	—
3	45°16'N	6°23'E		black calcsch.	lw. greenschist	11			< 330	—
subbriançonnais zone										
4	45°15'N	6°28'E	771	clayey lim.	lw. greenschist	10	0.663	0.663	346	1
Zone Houillère Briançonnaise (ZHB)										
5	45°14'N	6°28'E	216	pelitic black sch.	greenschist	12	0.655	0.015	350	2
6	45°13'N	6°34'E	697	pelitic black sch.	greenschist	10	0.661	0.020	347	3
7	45°18'N	6°34'E		pelitic black sch.	greenschist	12	0.646	0.646	353	3
8	45°15'N	6°33'E		coal	greenschist	11	0.658	0.015	348	2
9	45°16'N	6°36'E		pelitic black sch.	greenschist	10	0.666	0.011	345	2
10	45°13'N	6°29'E		pelitic black sch.	greenschist	15	0.634	0.024	359	3
11	45°13'N	6°32'E	514	pelitic black sch.	greenschist	11	0.665	0.013	344	3
12	45°13'N	6°33'E	945	pelitic black sch.	greenschist	10	0.657	0.034	349	5
13	45°12'N	6°35'E		coal	greenschist	6	0.625	0.028	363	5
14	45°13'N	6°34'E	853	pelitic black sch.	greenschist	10	0.671	0.011	345	2
15	45°12'N	6°36'E	409	pelitic black sch.	greenschist	11	0.603	0.031	373	4
16	45°13'N	6°38'E	858	pelitic black sch.	greenschist	11	0.587	0.028	380	4
17	45°12'N	6°37'E		pelitic black sch.	greenschist	11	0.613	0.012	368	2
18	45°12'N	6°39'E		pelitic black sch.	greenschist	10	0.566	0.021	389	3
20	45°16'N	6°39'E		pelitic sch.	greenschist	16	0.534	0.049	403	6
Sapey gneisses unit (SGU)										
19	45°13'N	6°39'E		pelitic sch.	blueschist	11	0.163	0.079	577	6
19a	45°12'N	6°40'E		gneiss	blueschist	8	0.165	0.092	561	7
19b	45°12'N	6°38'E		gneiss	blueschist	14	0.348	0.104	486	12
19c	45°12'N	6°38'E		gneiss	blueschist	13	0.219	0.080	543	10
19d	45°13'N	6°39'E		pelitic sch.	blueschist	14	0.310	0.143	503	17
19e	45°12'N	6°39'E		pelitic sch.	blueschist	16	0.408	0.053	459	6
19f	45°12'N	6°39'E		gneiss	blueschist	11	0.305	0.054	505	7
19g	45°16'N	6°39'E		micasch.	blueschist	7	0.339	0.135	490	23
19h	45°18'N	6°37'E		micasch.	blueschist	5	0.500	0.101	419	20
21	45°18'N	6°37'E		pelitic sch.	blueschist	10	0.300	0.057	508	8
Eastern briançonnais zone (basement rocks)										
23	45°13'N	6°43'E	630	micasch.	blueschist	10	0.255	0.101	504	14
24	45°13'N	6°44'E	98	micasch.	blueschist	10	0.247	0.039	531	6
32	45°20'N	6°50'E		micasch.	blueschist	10	0.284	0.034	515	5
Dent Paraché-Grande Motte nappes										
22	45°16'N	6°46'E		calcsch.	blueschist	12	0.485	0.037	425	5
28	45°13'N	6°46'E	288	calcsch.	blueschist	11	0.565	0.047	390	6
Gypsum nappe										
30	45°14'N	6°46'E		calcsch.	blueschist	13	0.494	0.046	421	6
Ambin massif cover										
40	45°13'N	6°51'E		calcsch.	blueschist	13	0.353	0.069	477	5
41	45°13'N	6°52'E		calcsch.	blueschist	16	0.323	0.084	497	9
Schistes lustrés (N and E-Ambin massif)										
25	45°12'N	6°42'E	792	calcsch.	blueschist / LPM	11	0.603	0.025	373	3
26	45°06'N	6°41'E		calcsch.	blueschist / LPM	10	0.641	0.024	356	3
27	45°05'N	6°47'E		pelitic sch.	blueschist / LPM	13	0.574	0.025	386	3
29	45°13'N	6°47'E	202	calcsch.	blueschist / LPM	14	0.602	0.034	377	4
31	45°17'N	6°49'E		pelitic sch.	blueschist / LPM	12	0.552	0.031	395	4
33	45°20'N	6°51'E		pelitic sch.	blueschist / LPM	11	0.556	0.046	394	6
34	45°20'N	6°51'E		pelitic sch.	blueschist / LPM	11	0.568	0.024	388	3
35	45°20'N	6°51'E		pelitic sch.	blueschist / LPM	12	0.577	0.047	384	6
36	45°20'N	6°52'E		pelitic sch.	l. blueschist / GV	11	0.591	0.028	378	4
37	45°19'N	6°55'E		calcsch.	blueschist / LPM	9	0.515	0.120	402	6
38	45°17'N	6°53'E		calcsch.	blueschist / LPM	15	0.379	0.046	472	5
39	45°15'N	6°54'E		calcsch.	blueschist / LPM	13	0.418	0.066	455	8
42	45°12'N	6°58'E		calcsch.	blueschist / LPM	16	0.310	0.071	503	8
43	45°13'N	6°58'E		pelitic sch.	blueschist / LPM	15	0.354	0.064	484	7
44	45°14'N	7°00'E		calcsch.	blueschist / LPM	13	0.532	0.020	404	3
45	45°18'N	6°57'E		calcsch.	blueschist / LPM	12	0.448	0.064	442	9

Table 1: Sampling Locations

Sample	Position		depth (m)	rock type	metamorphic facies	Sp.	R2		T(°C)	
	Long.	Lat.					Mean	SD	Mean	SE
Schistes lustrés (N and E-Ambin massif)										
46	45°20'N	6°58'E		calcsch.	blueschist / LPM	16	0.476	0.024	429	2
47	45°22'N	6°56'E		calcsch.	blueschist / LPM	16	0.546	0.029	398	3
48	45°18'N	7°02'E		pelitic sch.	blueschist / LPM	12	0.457	0.015	437	2
49	45°25'N	7°02'E		pelitic sch.	blueschist / LPM	13	0.452	0.029	440	4
50	45°23'N	7°02'E		calcsch.	eclogite / LPI	11	0.258	0.044	526	6
51	45°22'N	7°04'E		pelitic sch.	eclogite / LPI	10	0.212	0.033	546	5
52	45°22'N	7°04'E		pelitic sch.	eclogite / LPI	11	0.238	0.037	535	5
52	45°22'N	7°04'E		pelitic sch.	eclogite / LPI	11	0.223	0.044	542	6
53	45°20'N	7°01'E		calcsch.	eclogite / LPI	9	0.253	0.082	541	9
54	45°19'N	6°59'E		calcsch.	blueschist / LPM	13	0.330	0.080	494	10
55	45°21'N	7°02'E		pelitic sch.	eclogite / LPI	15	0.301	0.030	507	3
56	45°19'N	7°01'E		calcsch.	blueschist / LPM	13	0.349	0.034	486	4
57	45°18'N	7°03'E		calcsch.	eclogite / LPI	13	0.236	0.082	542	8
58	45°18'N	7°05'E		calcsch.	eclogite / LPI	11	0.288	0.061	513	8
59	45°09'N	7°04'E		calcsch.	eclogite / LPI	10	0.360	0.055	481	8
60	45°04'N	7°08'E		pelitic sch.	eclogite / LPI	11	0.256	0.256	527	5
61	45°03'N	7°08'E		calcsch.	eclogite / LPI	10	0.223	0.223	542	4
62	45°03'N	7°05'E		pelitic sch.	eclogite / LPI	10	0.224	0.224	541	5
63	45°21'N	7°04'E		pelitic sch.	blueschist / LPM	11	0.250	0.054	530	7
64	45°09'N	7°03'E		calcsch.	eclogite / LPI	11	0.368	0.368	477	7
Schistes lustrés (south-Ambin) Beyssac et al., 2002										
a	44°56'N	6°49'E		calcsch.	blueschist	–	0.700	0.060	330	–
b	44°59'N	6°52'E		calcsch.	blueschist	–	0.670	0.030	330	–
c	45°00'N	6°53'E		calcsch.	blueschist	–	0.670	0.040	343	–
d	45°01'N	6°54'E		calcsch.	blueschist	–	0.620	0.080	365	–
e	45°02'N	6°55'E		calcsch.	blueschist	–	0.640	0.050	356	–
f	45°03'N	6°57'E		calcsch.	blueschist	–	0.610	0.040	370	–
g	45°04'N	6°57'E		calcsch.	blueschist	–	0.590	0.030	378	–
h	45°04'N	6°58'E		calcsch.	blueschist	–	0.570	0.030	387	–
i	45°05'N	6°59'E		calcsch.	blueschist	–	0.490	0.040	423	–
j	45°03'N	7°00'E		calcsch.	blueschist	–	0.450	0.040	441	–
k	45°04'N	7°01'E		calcsch.	blueschist	–	0.400	0.070	463	–
l	45°04'N	7°03'E		calcsch.	eclogite	–	0.310	0.060	503	–
m	44°57' N	7°10'E		calcsch.	eclogite	–	0.230	0.050	539	–

Table 1: Sampling Locations (END)

(ii) Methodology

Raman spectra were obtained using a Renishaw InVIA Reflex microspectrometer (ENS Paris). We used the 514 nm wavelength of a Spectra Physics argon laser, and the laser incident beam was polarized circularly with a quarter wavelength plate placed before the microscope. The laser was focused on the sample by a DMLM Leica microscope with a 100 × magnification objective (NA=0.90), and the laser power at the sample surface was set around 1 mW. The Rayleigh diffusion was eliminated by edge filters, and to achieve the best spatial resolution the spectrometer entrance slit was closed down to 10-15 μ m to reach a nearly confocal configuration. The signal was finally dispersed using a 1800 gr/mm grating and analyzed by a Peltier cooled RENCAM CCD detector. Before each session the spectrometer was calibrated with a silicon standard. Because Raman spectroscopy of CM can be affected by several analytical mismatches, we followed closely the analytical and fitting procedures described by Beyssac *et al.* (2002, 2003). Measurements were done on polished thin sections cut perpendicularly to the bedding and/or schistosity and CM was systematically analyzed below a transparent adjacent mineral, generally quartz. Ten spectra were generally recorded for each sample in the extended scanning mode (1000-2000 cm^{-1}) with acquisition times from 30 to 60 s. Spectra were then processed using the software Peakfit and an example of decomposition is given in (Beyssac *et al.* 2003).

4.3 Synthèse de l'étude

De nouvelles données de pics de température ont été obtenues en utilisant la méthode RSCM (Raman spectroscopy of Carbonaceous Material) pour documenter la structure thermique des Alpes Occidentales. Nous observons que ces pics de température augmentent graduellement depuis :

- des températures inférieures à 330°C à 350°C pour les Zones Ultra-Dauphinoise et Subbriançonnaise,
- entre 350 et plus de 400°C pour la Zone Houillère Briançonnaise,
- et entre 350 et plus de 500°C pour la Zone Liguro-Piémontaise.

Ces données combinées aux contraintes métamorphiques de la chaîne (études thermo-barométriques classiques issues de la littérature) révèlent une étonnante préservation de la structure thermique du prisme de subduction. Ainsi, malgré les mécanismes d'exhumation post-HP, la succession des unités subductées a été préservée.

Cette structuration thermique confrontée aux données thermo-chronologiques (âge des traces de fission) existantes (cf. Figure 4.5) montre des variations subtiles du comportement thermique au travers des unités et de part et d'autre des discontinuités géologiques majeures.

Autant d'éléments qui vont nous aider à mieux contraindre notre reconstitution. L'ensemble des travaux P-T-t-D répertoriés dans la littérature et enrichis de notre étude Raman sont présentés sous la forme d'un tableau (cf. Tableau 5.1, p. 136).

Chapitre 5

Reconstitution géodynamique

5.1 Introduction

1. La compilation des données disponibles sur la transversale " Chartreuse-Maurienne ", comprenant :

- Les données structurales issues de la littérature, cf. Chapitre 2
- nos propres données intégrées aux modèles géométriques 3D, cf. Chapitre 3,
- les conditions de P-T et datations existantes couplées aux estimations thermométriques inédites, cf. Chapitre 4,

nous a permis de proposer une nouvelle synthèse spatio-temporelle de l'évolution des déformations le long de la chaîne (Chapitre 5, Figure 5.5). Cette synthèse reflète au mieux la réalité des faits géologiques connus sur la transversale, même si des hypothèses ont nécessairement été faites pour les unités peu ou partiellement contraintes. Elle permet également de se rendre compte des contradictions qui peuvent parfois exister entre les différents auteurs.

2. La réalisation d'une coupe à l'échelle crustale (Chapitre 5, Figure 5.3) qui intègre :

- pour les Alpes Internes, une simplification de la coupe prévisionnelle du projet de tunnel entre Saint-Jean-de-Maurienne et Suze (Baudin 2007 ; Baudin *et al.* 2006a ; Callec et Baudin 2007 ; Egal 2007),
- pour les Alpes Externes, la coupe de la chaîne Subalpine de la Chartreuse d'après les travaux de Philippe (1995).

La structuration profonde est contrainte par la projection et l'interprétation des principaux réflecteurs du profil Ecors.

3. Fixer les étapes qui seront représentées pour la reconstitution à partir de la synthèse spatio-temporelle réalisée et dessiner ces étapes.

L'ensemble de ces travaux est présenté sous la forme d'un projet d'article (cf section suivante).

5.2 Reconstitution

Article II : Projet

Exhumation processes in the Western Alps, the Chartreuse-Maurienne cross-section reconstructed

Authors: S. Gabalda¹, L. Jolivet², T. Baudin³, O. Beyssac⁴, P. Agard², C. Chopin⁴, D. Mercier¹

1. Ecole des Mines de Paris, Paristech, Géosciences, 77305 Fontainebleau, France.
2. Laboratoire de Tectonique, ESA 7072, UPMC Univ Paris 06, Paris, France.
3. BRGM Orléans, France
4. Laboratoire de Géologie, ENS-CNRS, Paris, France.

5.2.1 Introduction

Most Mediterranean mountain belts except the Alps were reworked by post-orogenic extension between 30-35 Ma and the present. In all of them high pressure and low temperature metamorphic rocks have been recognized and their exhumation to the surface was partly achieved during the construction of the orogenic wedge and partly during subsequent extension. In the western Alps the first part of the exhumation history, i.e the construction of the belt, has been totally preserved. So far, no kinematic description of this episode was made available at the scale of the crust or the lithosphere in the literature except recently by (Ford *et al.* 2006), dealing with the southern Alps at the latitude of Mon Viso. Based on new field studies and a series of boreholes along the future railway tunnel running from St Jean de Maurienne (France) to Susa (Italy) a new cross-section was proposed along this transect. We first expand this section to the entire of the belt at crustal scale along the Maurienne valley from the western thrust front to the Po Plain and then reconstruct the evolution of this section from the late Cretaceous to the present. For this purpose we use available biostratigraphic and sedimentological observations in the external zones and published P-T-time constraints for the internal metamorphic zones. These dataset are completed by a new study of the thermal structure of the belt using the RSCM method (Gabalda *et al.*, in press).

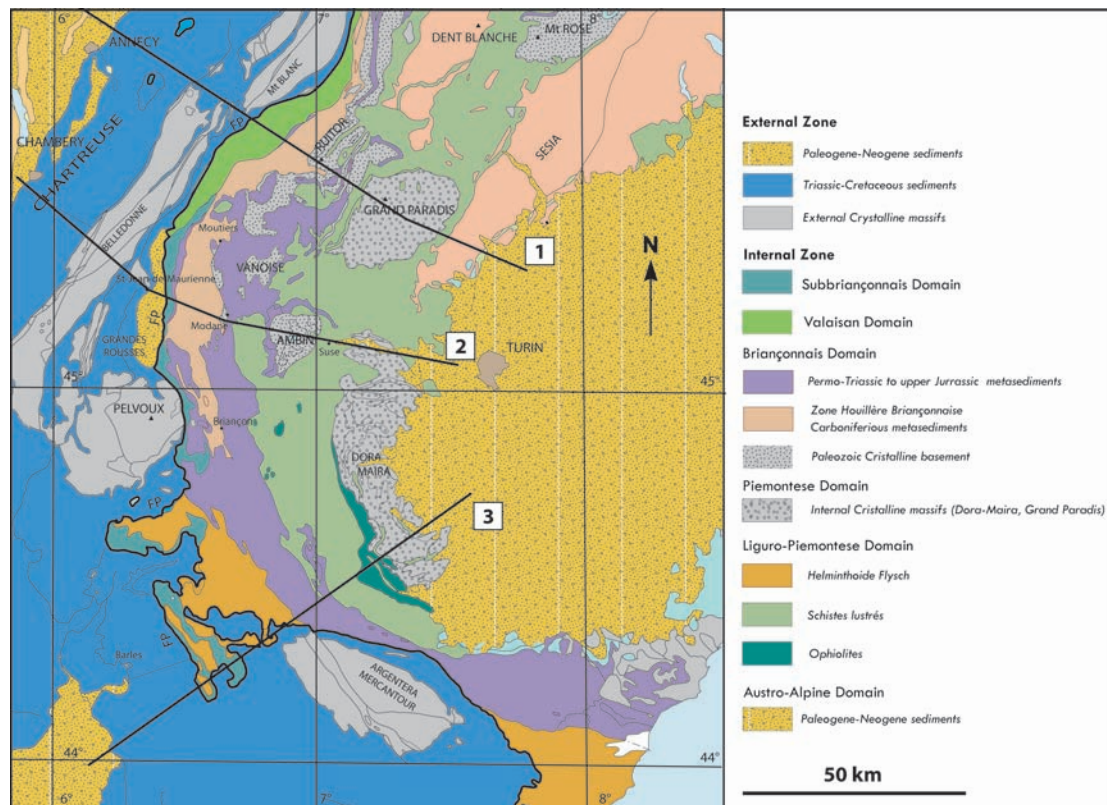


Figure 5.1: Geological map of the western Alps showing the location of the cross-sections: 1: Ecors crop cross-sections, 2: from this study showing in Figure 5.2, 5.3 from (Ford *et al.* 2006).

The studied area extends along the Lyon-Turin TGV rail-link project from Saint-Jean de Maurienne (France) to Suza (Italie) and crosses all tectono-stratigraphic units of the western Alps, grouped in two main domains: the external (or Helvetic) Alps composed by the Dauphinois and Ultra-Dauphinois zones; and the internal (or Penninic) Alps including from west to east, the Subbriançonnais unit (SUB), the "Zone Houil-

lère Briançonnaise" (ZHB), the internal Briançonnais unit, the Piemontese and the Ligurian-Piemontese domains.

These zones represented tectono-stratigraphic domains limited by major thrust contacts, and sedimentary sequences recorded their paleogeography and depositional environments. The lithostratigraphy of each unit is described in the following section. We restrict our description to the informations that are pertinent for the crustal-scale reconstructions.

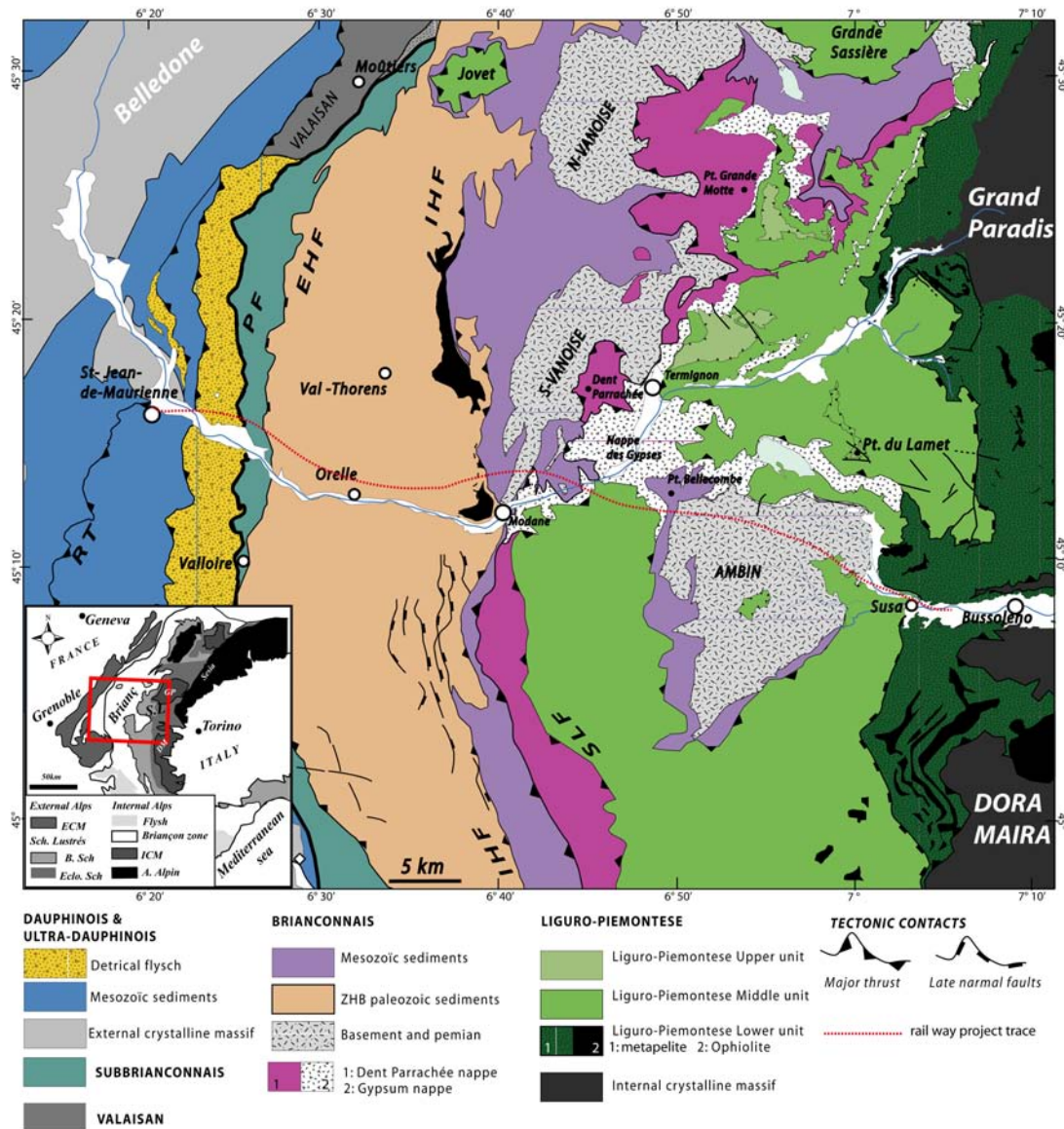


Figure 5.2: Structural map of Maurienne valley, and Saint-Jean-de-Maurienne railway project line, the corresponding cross section is shown in Figure 5.4. Abbreviations for tectonic thrusts are RT: Roselend thrust (the ultra-Dauphinois thrust labelled by (Ceriani *et al.* 2001)), PF: Penninic Front, EHF: External Houiller Front, IHF: Internal Houiller Front, SLF: Schistes Lustrés Front. Lower left inset, location of study area. Different domains are E.C.M: External crystalline massifs, Briançon zone: briançonnais domain, B.sch: blueschist Schistes Lustrés, Eclo. Sch: eclogitic Schistes Lustrés, G.P: Grand Paradis, D.M: Dora Maira, I.C.M: Internal crystalline massifs, A. Alpine: Austro Alpine units.

5.2.2 Geological setting

5.2.2.1 Dauphinois zone

The Dauphinois zone comprises a thick (up to 4 km) sequence of platform deposits of Triassic to Late Cretaceous age resting on top of a Palaeozoic basement. It is topped by Late Oligocene to Miocene flysch and molasses with an evolution from marine to continental conditions from base to top and east to west. The sedimentary cover is strongly deformed and shows a stack of several thrust units above a regional decollement localized in upper Triassic evaporites [e.g. (Arpin *et al.* 1988 ; Deville et Chauvière 2001 ; Thouvenot et Menard 1990)].

This series of thrust units form the so-called Chaines subalpines, namely the Chartreuse and Vercors massifs near the studied section. Deformation is contemporaneous with the deposition of detrital deposits in the foreland basin. The basement is uplifted in the so-called External Crystalline Massifs, namely the Belledonne massif along the chosen cross-section. The Belledonne massif shows the highest topography along the chosen cross-section. The Miocene to Pliocene uplift of this massif is attributed to the presence of a crustal ramp connecting westward to the basal decollement of the Chartreuse massif (Philippe *et al.* 1998). Extensional structures preserved from the rifting of the alpine ocean rifting stage (Early Jurassic) are ubiquitous in the External Crystalline Massifs and they delimitate half-grabens filled with Liassic marls [e.g. (Barf  ty *et al.* 1995 ; Lemoine *et al.* 1986)], strongly folded and schistosed in the eastern part.

5.2.2.2 Ultra-Dauphinois zone

The Ultra-Dauphinois domain is located east of the Dauphinois and its sedimentary sequence is partly similar. The main characteristics are the presence of a Priabonian flysch ("Cheval Noir", CN) (Serre *et al.* 1985) unconformably deposited on the Mesozoic cover of the external crystalline massif (Barbier 1948 ; Martines-Reyes 1980). This Priabonian flysch sequence records the evolution of the foreland of the Alpine belt during the formation of the more internal accretionary wedge. From bottom to top, sedimentary facies record a progressive increase of subsidence in the frontal flexural basin. The uppermost sequence is the richest in detrital material (schist blocks, conglomerate micaschists) originated from Belledonne massif and/or internal paleozoic basement slices. This terminates with a olistostrom fed with blocks of Cretaceous limestones issued from the internal zones that marks the ultimate Palaeogene foreland deposits before they are involved in the accretionary wedge during the westward migration of the thrust front (Ceriani *et al.* 2001).

5.2.2.3 Subbriançonnais zone

The Subbriançonnais unit (SUB), also referred to as "Nappe du Pas-du-Roc" (Barbier 1948), is transitional between the Ultra-Dauphinois and the Briançonnais zones. It is sandwiched between the Ultra-Dauphinois unit to the west and the Zone Houillère Briançonnaise to the east and is limited by two major thrusts, respectively the Penninic Front (PF) and the Internal Houiller Front (IHF). Lithologic facies are characterized by calcareous marine sediments (evaporites, dolomites, calcschists, limestones, shales, and black schists) from the Late Triassic to the Upper Jurassic. Evaporite facies are the oldest deposits and they served as a decollement surface along the Penninic Front (Barbier 1948).

The Subbriançonnais zone is deformed by a pluri-kilometer folds set namely "La Croix des T  tes" massif. Folding in this unit shows a succession of anticlines and synclines with E-dipping axial planes formed

during a single deformation phase Barbier (1948) or during a polyphased evolution Ceriani *et al.* (2001).

5.2.2.4 Zone Houillère Briançonnaise

This unit is the most external zone of the Briançonnais area and rests on top of the Sapey gneiss unit (see §. 5.2.2.5) to the east through a west-dipping contact that we call, the Internal Houiller Front (IHF). This wide zone is made up of a Carboniferous to Permian sequence of continental sedimentary rocks (Fabre 1961). In Maurienne valley, it is classically subdivided into four main lithostratigraphic units namely (from west to east): the Encombres, the Brequin-Orelle, la Praz and les Fournaux localized in Figure 5.4.

- the Encombres unit (the westernmost) is composed mainly of Permian and Late Stephanian sandstones and conglomerates, that are strongly deformed by a regular east-dipping schistosity (Aillères *et al.* 1995 ; Bertrand *et al.* 1996 ; Ceriani 2001).
- the Brequin-Orelle unit is largely represented by the productive Houiller, Wesphalian in age. It includes sandstones, conglomerates, black schists and coal horizons and presents W and E vergent folds.
- the La Praz unit is the sterile houiller facies essentially made up of homogenous sandstones with minor black schist horizons without coal. The age of this unit was not precisely determined because of the absence of fossils, but its basal localisation in the Arc valley suggests that it could be equivalent to the Namurian formations of the Briançon region (Fabre 1961).
- the Fournaux unit is a much reduced horizon sandwiched between the la Praz formation and the Sapey gneiss unit, and it is made up of thin grey to black sandstones and schists.

These two last lithostratigraphic units are mainly characterized by a west dipping foliation and east vergent folds.

5.2.2.5 Sapey gneiss unit

The Sapey gneiss unit is made of undated detrital metasediments and Ordovician orthogneisses (Bertrand *et al.* 1998). Considered as the basement of the ZHB (Bertrand *et al.* 1998 ; Détraz 1984), it shows the succession of a high temperature metamorphic history of Palaeozoic age and an alpine overprint ascertained by the presence of blue amphiboles in some of the basement rocks. It is delimited by two tectonic thrusts: the internal houiller front (IHF), to the west and the "Modane-Chavière-thrust" (MCT) (Ellenberger 1958) to the east, in contact with the internal Briançonnais domain.

5.2.2.6 Internal Briançonnais domain

The Sapey gneiss unit lies above the more eastern internal Briançonnais domain that is distributed in two metamorphic massifs, the Vanoise and Ambin massifs. Permian to Cretaceous sedimentary cover overlies the Vanoise and Ambin polymetamorphic basements Bocquet (1974). Both the cover and the basement record a high-pressure and low-temperature metamorphic history of alpine age and a strong alpine deformation [e.g. (Bocquet 1974 ; Gerber 2008 ; Goffé et Velde 1984 ; Platt et Lister 1985a,b ; Strzermyski 2006)].

The "Zone des Gypses", that includes the Dent-Parrachée (Grande Motte unit) and Gypsum nappes lies above the internal Briançonnais domain. It is made up of Mesozoic sequences and Triassic evaporitic rocks, respectively. The Dent-Parrachée sedimentary sequences are similar to the ones of classic Briançonnais area, except for the presence of Norian sediments (Jaillard *et al.* 1986), otherwise lacking in the whole Briançonnais.

5.2.2.7 Liguro-Piemontese domain

The Liguro-Piemontese domain represents the alpine oceanic domain and part of the distal European continental margin (Deville *et al.* 1992). Liguro-Piemontese units are predominantly represented by upper Jurassic (De Wever et Caby 1981) to late Cretaceous calcschists with minor radiolarites and marbles (Lemoine *et al.* 1984). Some ophiolite remnants issued from the Ligurian ocean (Lagabrielle et Lemoine 1997). The SL Complex is subdivided into three tectonic units that show an increasing HP-BT metamorphic grade from west to east: a retrograde blueschists facies in The Grand Vallon unit (GV) and Upper Liguro-Piemontese unit (LPS), the blueschists facies for the intermediate Liguro-Piemontese unit (LPM) and eclogite facies for the inferior Liguro-Piemontese unit (LPI), the most internal unit (Fudral *et al.* 1987).

5.2.2.8 Dora Maira massif

The Dora Maira massif is essentially made of basement rocks displaying high-pressure and ultra-high-pressure and low-temperature metamorphic parageneses. It is composed of several units including the coesite-bearing unit resting on top of the lower pressure Pinerolo unit (Chopin *et al.* 1991 ; Chopin et Schertl 1999). The Dora Maira massif is an internal equivalent of the Briançonnais massif.

5.2.3 A crustal-scale cross-section

In order to reconstruct the geodynamic evolution of this transect we have first constructed a lithospheric-scale cross-section (Figure 5.3) primarily based on the previsional tunnel section. As no deep seismic profile is available in this part of the Alps, the deep structure is constrained by: (1) surface geology, (2) the southward projection of the main reflectors from the Ecors-Crop seismic profile shot further north [e.g. (Bayer *et al.* 1989, 1987 ; Burov *et al.* 1999 ; Nicolas *et al.* 1990 ; Polino *et al.* 1990 ; Roure *et al.* 1996 ; Schmid et Kissling 2000 ; Schmid *et al.* 2004b ; Tardy *et al.* 1999 ; Thouvenot 1996)] and (3) seismic tomographic models (Lippitsch *et al.* 2003 ; Paul *et al.* 2001 ; Solarino *et al.* 1997 ; Waldhauser *et al.* 1998, 2002).

As in other published cross-sections the continental crust is shortened by a series of east-dipping thrusts that root in several decollements, such as the Triassic evaporites or the middle crust. The shortening at depth is taken up by one major thrust offsetting the Moho below the internal zones and most of the smaller thrust planes connect to this first order structure at depth. In the frontal parts of the belt only the sedimentary cover is folded and thrust above the Triassic decollement. The main movement plane then joins the middle crust through a steeper ramp that uplifts the External Crystalline Massifs. Further east the Penninic front is reworked by a series of east-dipping normal faults that accommodate basement exhumation.

The Briançonnais domain is divided into a series of thrust units (see above), partly with an independent behaviour of cover and basement units. In the west mostly cover units are stacked with little intervening basement. Large basement units are found further east in the eastern Vanoise and Ambin Massifs, they crop out as large metamorphic domes. The westernmost part of the Briançonnais (ZHB) is backthrust

onto the Vanoise massif. The Ambin and Vanoise massifs are separated by a large synform of refolded cover nappes. The Briançonnais extends below the Schistes Lustrés nappe within the Dora Maira massif that is made almost exclusively of basement rocks. The nappe stack is topped by the three Ligurian units of the Schistes Lustrés nappe. The geometry shown by large-scale maps shows that the basal contact of the SL cuts the underlying intra-briançonnais thrusts. Within the SL several thrusts are recognized between units of different P-T evolution and lithologic content. One major extensional structure is recognized between the intermediate unit (blueschist-facies) and the lower unit (eclogite-facies). It dips westward and is observed from the latitude of Iseran to Mont Viso (Ballèvre *et al.* 1990). Part of the Adriatic upper mantle is characterised as an east-dipping wedge of mantle called the Ivrea body. It is defined as a 10-30 km thick body characterized by high magnetic susceptibility, seismic velocity, and high density.

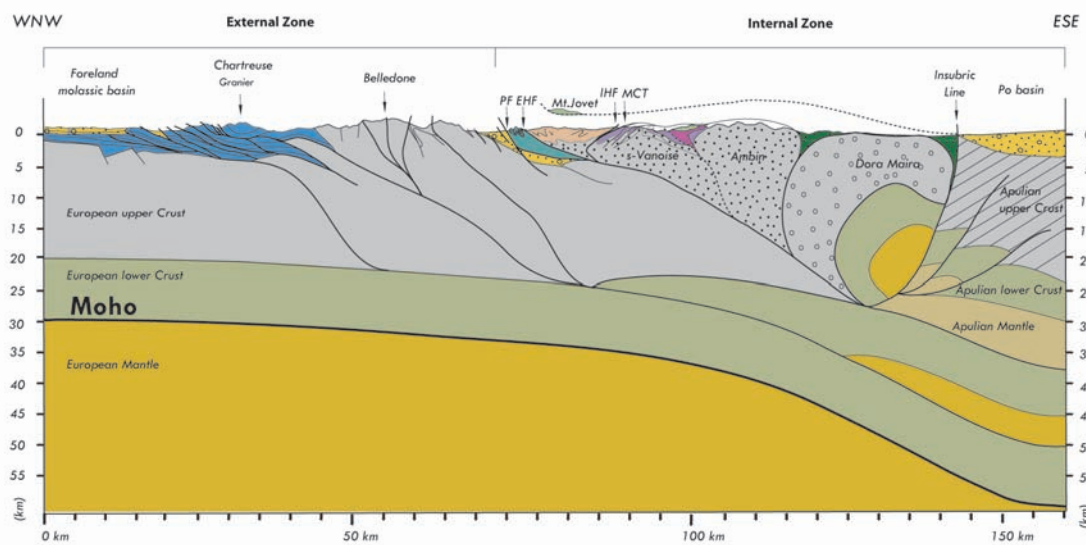


Figure 5.3: Crustal cross section along Chartreuse-Maurienne transversal. The subsurface geometry is modified from Philippe (1995) for the external zone, and from Saint-Jean-de-Maurienne-Bussoleno tunnel project shown in Figure 5.4, Baudin (2007); Baudin *et al.* (2006a), for internal zone. The interpretations of depth structures is deduced from Ecors crop seismic cross section. Abbreviations, PF: Penninic Front, IHF: Internal Houiller Front, EHF: External Houiller Front, MCT: Modane-Chavière thrusts

One important question should be considered before going any further. In the Central Alps the Bündnerschiefer calcschists rest above the Penninic domain (equivalent of the Briançonnais) and they are usually interpreted as an oceanic domain located north of the Briançonnais: the Valais ocean [e.g. (Fügenschuh *et al.* 1999 ; Frisch 1979 ; Lemoine *et al.* 2000 ; Pleuger et Froitzheim 2005 ; Schmid *et al.* 2004a ; Stampfli 1993 ; Trümpy 1955)]. It would be separated from the Ligurian ocean by a Briançonnais island or peninsula (Stampfli 1993). In France, this oceanic domain is thought to extend southward until the region of Moutiers, where peculiar sedimentary facies: the "Brèches de Tarentaise" would represent the lateral equivalent of the Bündnerschiefer (Barbier et Trümpy 1955). The question of the extension of this domain further south at the latitude of Maurienne is then posed. The existence of an ocean in the Moutiers region was reinforced by the finding of ophiolitic remnants [e.g. (Antoine *et al.* 1973 ; Cannic 1996 ; Lasserre et Laverne 1976 ; Schoeller 1929 ; Schürch 1987)]. It has been shown recently that these mafic bodies are actually of Paleozoic age (Masson *et al.* 2008). What remains of the Valais ocean then? The most convincing evidence of the suture zone is the ascertained presence of alpine HP-LT metamorphic rocks (Bousquet *et al.* 2002). However the question of their structural position with respect to the Briançonnais is not easy

to answer. Further south at the latitude of Queyras and Mont Viso there is no evidence for an ocean west of the Briançonnais and this ocean has thus to disappear somewhere between the Bündnerschiefer and the latitude of Briançon. This question is far from being solved. We will assume in the following that there is no ocean was present along our transect west of the Briançonnais.

5.2.4 Deformation history and tectonic timing

The succession of deformations recognized in each tectono-stratigraphic unit along this W-E profile is confronted to available radiometric and biostratigraphic data in order to establish the tectonic timing that will serve as a basis for reconstructions (Figure 5.5). We have selected five stages for the description of alpine deformation.

5.2.4.1 Subduction and initiation of thrusting in the European margin (60-55 Ma)

The most internal domains (Piemontese and Liguro-Piemontese domains) record the oldest deformation stages [e.g., (Agard *et al.* 2002 ; Gebauer 1999 ; Handy et Oberhänsli 2004 ; Monié et Philippot 1989 ; Tilton *et al.* 1991)]. In the internal domains the early deformation is associated with UHP and HP metamorphic conditions (Agard *et al.* 2001 ; Chopin *et al.* 1991 ; Chopin et Schertl 1999 ; Rolland *et al.* 2000 ; Schwartz *et al.* 2000a). The oldest HP event is recorded in the Liguro-Piemontese zone. It ranges from around 60 Ma [in Mon Viso HP-peak, (Cliff *et al.* 1998)] to 55 Ma [in SI units HP-peaks, (Agard *et al.* 2002)]. It is associated with a NW-SE stretching lineation and top-to-the-NW kinematic indicators [D1SI event, (Agard *et al.* 2001)]. During this period the upper Cretaceous to Palaeocene flysch deposit (Helmintoïde Flysch) in the foreland of the SI accretionary prism (see Figure 5.5, Schistes Lustrés column)

5.2.4.2 First evidence of retrogression and Briançonnais thrusting (50-37Ma)

The first episode of deformation in the Schistes Lustrés complex is followed by partial retrogression (D2SI) and top-to-the east shearing. D2SI event takes place under low grade-blueschist to greenschist facies conditions during the period 51-45 Ma (Agard *et al.* 2001, 2002). At a close time [D1_{Am}: 50-44 Ma, (Ganne 2003), D1: 52-48 Ma, (Gerber 2008)] the internal Briançonnais domain (in Ambin massif) N to NW vergent event (garnet-blueschist lineation preserved in the core of the Ambin dome).

Top-to-the-NW thrusting continues in the Briançonnais during exhumation, including the overthrust of Dent-Parrachée and Gypsum nappes above the Briançonnais domain [D1_V-D2_V from Platt et Lister (1985a,b) ; Strzeczynski (2006), Figure 5.5]. This event remains poorly constrained by radiometric studies and biostratigraphic. In ZHB lower metamorphic grade top-to-the NW thrusting event [D1H-D2H, e.g. (Aillères *et al.* 1995 ; Bertrand *et al.* 1998 ; Fabre 1961)] are still undated.

According to (Gerber 2008) the end of the main top-to-the NW shearing deformation occurred between 48 and 43 Ma, and the main top-to-the-east deformation takes place around 37-34 Ma in the greenschist facies. That is not in agreement with other Ar/Ar ages from the Vanoise cover are in the range of 40-37 Ma for top-to-the NW thrust and folds (Figure 5.5, (Strzeczynski 2006)).

Nevertheless, these ages are compatible with the deposition of the late Bartonian (~40 Ma) "black flysh" and olistostrom in the external Briançonnais foreland (see Figure 5.5, (Barfély *et al.* 1995)).

Around 45-35 Ma, the Dora Maira massif reached its peak of pressure (Chopin *et al.* 1991 ; Duchêne *et al.* 1997 ; Gebauer *et al.* 1997 ; Rubatto et Hermann 2001 ; Tilton *et al.* 1991). In the more external domain,

oblique sinistral thrusting along the Penninic front (D2ext, transpressional regime) was initiated during the pre-Priabonian (~37 Ma) period (Ceriani *et al.* 2001).

5.2.4.3 Briançonnais backthrusting event (37-30 Ma)

By ~37 Ma top-to-the-east shear continues in the Vanoise and Ambin massifs (Ganne 2003 ; Ganne *et al.* 2004 ; Gerber 2008). As reported from Strzeczynski study (Strzeczynski 2006), the D3V top-to-ESE thrust and shearing observed in sedimentary cover of south Vanoise occurred during the period 35-32 Ma. According to the a more recent study top-to-the-east deformation goes on until ~30 Ma after a peak of activity between 37 and 34 Ma (D2, Gerber (2008)). This same east verging event is most particularly well-observed in the "Sapey-Orgère" area as large scale east-verging sub-meridian anticlines (such as the Rateau d'Aussois and Aiguilles Doran), and associated synforms that were progressively laminated by top E-shear zones (see cross-section, Figure 5.4). The eastern part of the Zone Houillère Briançonnais is also affected by a top-to-the-east kinematics while top-to-the west thrusting continues to most external zones. Thus, this D3H event explains the apparent diverging shear sense in the ZHB: east-verging folds to the east and west-verging folds to the west and associated cleavages [e.g. (Aillères *et al.* 1995 ; Bertrand *et al.* 1998 ; Fabre 1961)]. D3H is not constrained by radiometric studies.

In the Schistes Lustrés complex a D3SI event took place under sub-greenschist-facies conditions during the period 38-35 Ma (Agard *et al.* 2001, 2002) and is described as large scale west-vergent ductile-to-brittle and highly non-coaxial extensional event [e.g. (Agard *et al.* 2001, 2002 ; Ballèvre *et al.* 1990 ; Rolland *et al.* 2000 ; Schwartz 2002 ; Tricart *et al.* 2004)]. In the external domain D2ext deformation are in progress and involved large-scale folding (with E- to ESE dipping axial planes and south plunging axes, (Ceriani 2001)) from the sub-Briançonnais domain to Priabonian Ultra-Dauphinois detrital foreland basin ("Cheval Noir" flysch, see Figure 5.5). Consequently, Ceriani (2001) dates D2ext from the Priabonian (~36 Ma) to the earliest Oligocene (~33 Ma).

In the internal zones of the Briançonnais fast exhumation of the Dora Maira massif is constrained around ~33-30 Ma (Monié et Chopin 1991 ; Rubatto et Hermann 2001).

The period between 43 and 30 Ma is dominated by top-to-the-east shear sense in the Briançonnais domain. Traditionnally this vergence is attributed to the backthrusting event that shapes the external Briançonnais (Zone Houillère). But a part of these shear indicators (before 35 Ma) cannot be associated with backthrusting. As will be discuss later in this paper this shearing deformation is also associated with a fast exhumation from 50-60 km depth and with a relatively faster exhumation of the basement with respect to the cover. This top-to-the east shearing event is thus more likely to be attributed to the exhumation of the Briançonnais between the subducting plate and the overlying Schistes Lustrés Nappe with a relative motion similar to a normal fault (D3SI). The late backthrusting event involve the same shear sense but the finite displacement is probably much smaller

5.2.4.4 Penninic extensional events in the ductile-brittle transition (30-28 Ma)

The last deformation in the internal zones from ZHB to the Schistes Lustrés is associated to the reactivation of major contacts as normal faults or brittle-ductile shear zones accommodating the final stages of exhumation. These structures postdate the backthrusting event of the Briançonnais and the top-to-the west extension observed in the Liguro-Piemontese domain (Figure 5.5).

- in the eastern ZHB D4H ductile-brittle top-to-the West extensional shear zones dipping slightly south-west accommodate the final exhumation of the Sapey gneiss (Caby 1992).
- in the Zone des Gypses, a D4nG top-to-the SE detachment (in eastern south Vanoise) inverts the Dent-Parrachée nappe stack (technical report, LTF, Baudin (2007)), certainly related to the last extensional deformation (D4V) of eastern south-Vanoise domain (Platt et Lister 1985a,b ; Strzeczynski 2006).
- in the Ambin massif D3Am extensional shear zones rework the basement cover interface (Ganne *et al.* 2004).
- in the Schistes Lustrés the D4SI top-to-the-west brittle-ductile shearing follows the late ductile exhumation (Agard *et al.* 2003, 2001).

In Vanoise and Gypsum areas, a regional NW-SE folding event (D4V and D4nG, respectively) post-dates the top SE extensional detachment using the available tectonic accident like for Bellecombe fold massif. The ductile-brittle behaviour is observed in all the internal zones since at least the late Oligocene (~30 Ma) [e.g. (Champagnac *et al.* 2004 ; Delacou 2004 ; Tricart *et al.* 2006)]. Last ductile events have been dated around 28 Ma (Gerber 2008), in Briançonnais zones.

5.2.4.5 Brittle extensional events (28-0 Ma)

Two different directions of extension occur in S-Vanoise domain: first N-S and then E-W (Strzeczynski *et al.* 2004). According to (Delacou *et al.* 2004) these two directions of extension result from two distinct events, but the age of the transition remains unconstrained. However, the analysis of brittle extension in Quaternary sediments from Briançonnais-Piedmontese domain leads Champagnac *et al.* (2006) to propose a late Pleistocene age for orogen-perpendicular extension. Moreover, a Neogene age is deduced for regional N-S extension phase (Champagnac *et al.* 2006 ; Malusà *et al.* 2005) with the local superposition of E-W extension Tricart *et al.* (2006). In the Schistes Lustrés Agard *et al.* (2003) also described a succession of brittle extensional events, first WNW-ESE, then N-S, predating the recent E-W extension.

Available Zircon Fission Track data along the Maurienne traverse suggest that the final exhumation of the internal zones by extensional shear zones occurred in the Late Oligocene and early Miocene. This exhumation occurs with a westward younging from ~30 Ma in the Internal Crystalline Massifs, Liguro-Piedmontese and Briançonnais domains, to ~20 Ma in the external front of Zone Houillère Briançonnaise (Malusà *et al.* 2005). This process is coeval with shortening in the external Alps :

- along the Penninic Front and the Roselend tectonic thrust during late Oligocene to mid-Miocene, top-to-WNW thrusting phase (D3ext) Ceriani *et al.* (2001),
- from the Belledune massif (Marquer *et al.* 2006) to the Chaines Subalpines and the formation of an Oligo-Miocene foreland basin.

Shortening proceeds near the thrust front until the Mio-Pliocene period (~5 Ma), while orogen-perpendicular extension is active in the internal zones with the reactivation of the main thrust contacts (such as the Penninic Front) (Fügenshuh *et al.* 1999 ; Fügenshuh et Schmid 2003 ; Malusà *et al.* 2005)

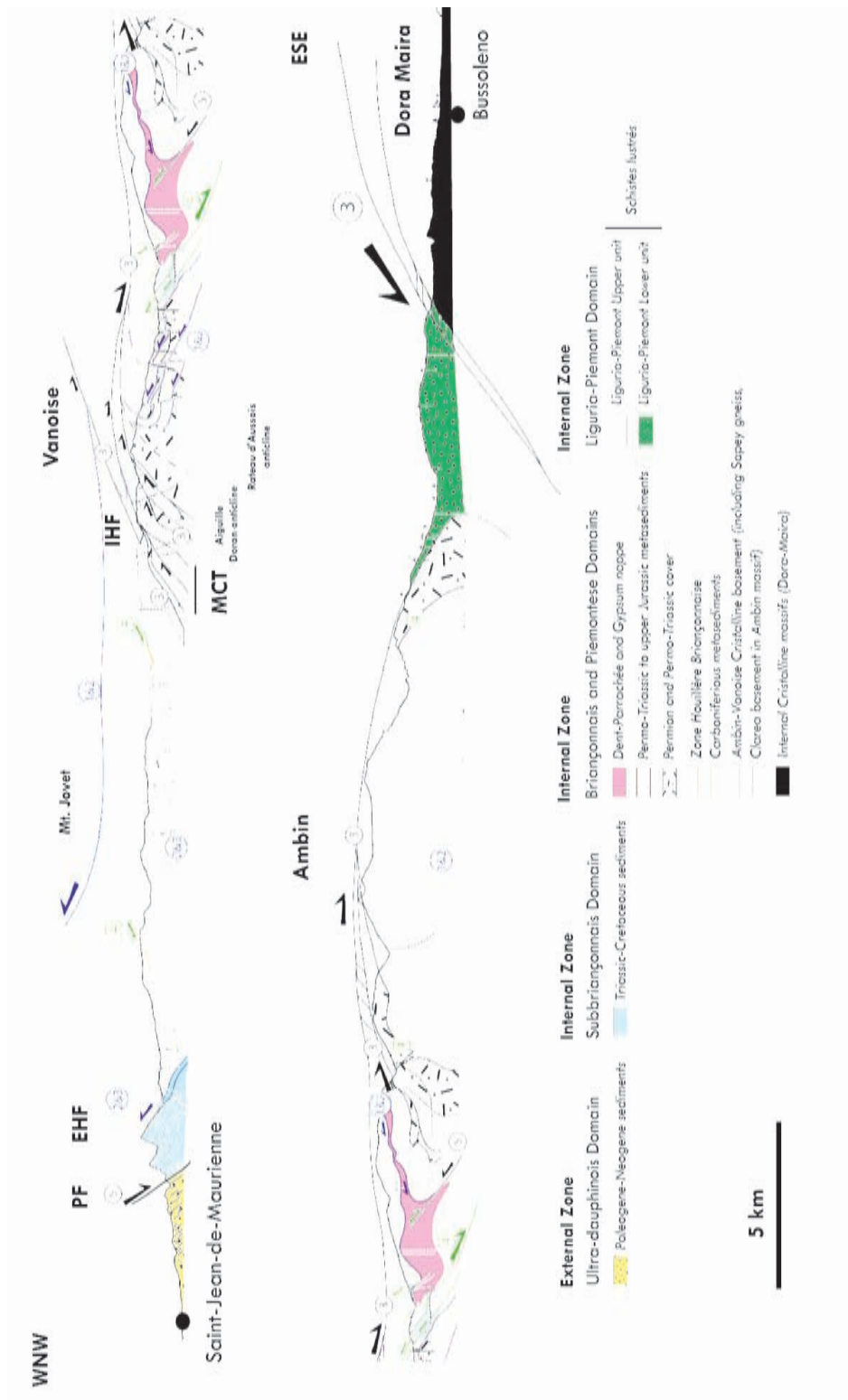
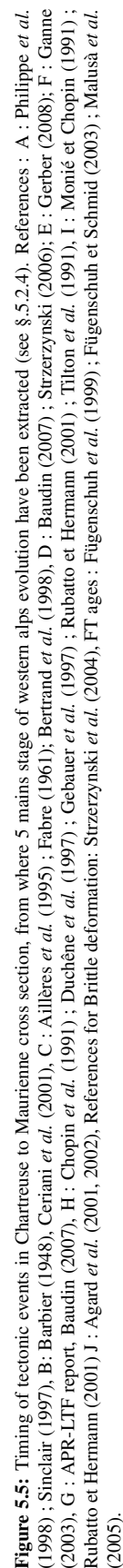


Figure 5.4: Simplified cross section from Saint-Jean-de-Maurienne to Bussoleno tunnel project modified from APR-LTF documents (2006, 2007). Numbers on the cross section refer to the five reconstruction stages (Figure 5.5), with 1: the subduction stage with initiation of thrusting in European margin (cf. § 5.2.4.1), 2: the first top east shearing and Briançonnais thrusting, folding and (cf. § 5.2.4.2), 3: Briançonnais backthrusting event (cf. § 5.2.4.3), 4: Penninic extensional events in the ductile-brittle transition (cf. § 5.2.4.4), 5: Brittle extensional events (cf. § 5.2.4.5). Abbreviations, PF: Penninic Front, IHF: Internal Houllier Front or, MCT: Modane-Chavière thrusts.



5.2.5 Metamorphic conditions along Maurienne valley

A recent synthesis of the alpine metamorphism was published in the form of a metamorphic map where tectonometamorphic units were distinguished on the basis of the peak of pressure and the shape of the retrograde P-T path (Oberhänsli et Goffé 2004). In the following, we will quickly review the metamorphic domains identified along the Maurienne valley and lateral equivalents, with a particular attention for to the P-T paths.

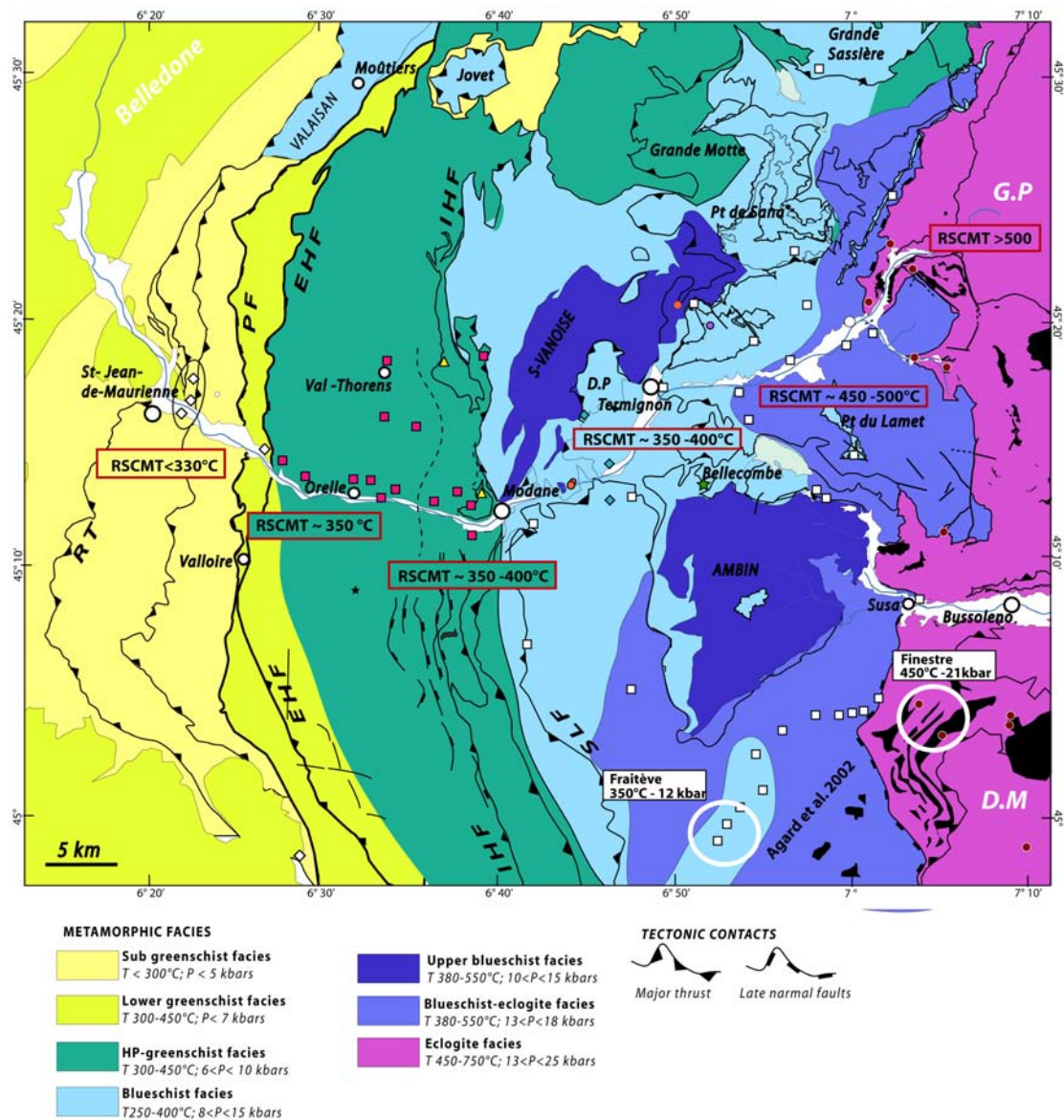


Figure 5.6: Metamorphism structure map of Maurienne valley extract from Oberhänsli et Goffé (2004). Are included, RSCMT samples emplacement (see symbols keys in Figure 5.7) with the range of temperature values measured in each tectonic unit (Gabalda *et al.*, inpress) and localisation of mean punctual thermobarometric literature studies.

The Maurienne valley crosses the main metamorphic domains of the Western Alps and shows a gradient of pressure and temperature conditions from west to east. The Dauphinois domain is characterized by sub-greenschist conditions (cookeite, pyrophyllite in metapelites, (Jullien et Goffé 1993)). The Briançonnais

domain reveals two main metamorphic grades from greenschist facies (lawsonite-chlorite \pm chloritoïde \pm kyanite) in the Zone Houillère Briançonnaise unit to blueschist facies in south-Vanoise, Ambin massifs and Dent-Parrachée nappe (Fe-Mg-carpholite, phengite \pm pyrophyllite) and upper blueschist conditions (chloritoïde-phengite \pm garnet) in basement domes. UHP-eclogitic conditions are met in the Dora Maira massif [i.e (Chopin *et al.* 1991 ; Chopin et Schertl 1999)] related to the internal Briançonnais and in the Mon Viso oceanic facies belonging to the Liguro-Piemontese domain. (DMM, Mon Viso, e.g (Agard *et al.* 2001 ; Messiga *et al.* 1999 ; Schwartz *et al.* 2000a,b)). The Piedmontese and Liguro-Piedmontese oceanic units show metamorphic conditions increasing from west (350-450°C; 12-21 kbar, blueschist to eclogitic facies in SI complex, (Agard *et al.* 2001)) to east (700-750°C 33 kbar, in Dora Maira massif, (Chopin *et al.* 1991)), that reveal a regional thermal gradient approaching ~ 8 °C/km (Agard *et al.* 2001).

Contacts between tectonostratigraphic units seem, in a first approach, superposed on the map with changes in metamorphic grade. All the main contacts correspond to abrupt changes in P-T conditions: the Penninic Front, Briançonnais Front or External Houiller Front are thus post-metamorphic thrusts. Similarly the major normal fault and extensional ductile shear zone recognized between the blueschist-facies and the eclogite-facies Schistes Lustrés (Ballèvre *et al.* 1990) were clearly formed after the peak of pressure.

At smaller-scale significant differences in P-T evolution can be observed within a single paleogeographic domain as exemplified by the Mon Viso massif where several units of oceanic crust and mantle with contrasted evolution have been recognized (Schwartz 2002 ; Schwartz *et al.* 2000a). Similarly, the Schistes Lustrés domain shows considerable variations in the shape of P-T paths from one unit to the other (Deville *et al.* 1991, 1992 ; Fudral *et al.* 1994). North of Ambin, the Schistes Lustrés have been subdivided into four tectono-metamorphic units: the Grand-Vallon unit and the Liguro-Piemontese Upper, Median (retrograde blueschist and blueschist facies) and Lower (eclogitic facies) units (for localisation see LPU, LPM, LPL units in structural map Figure 5.2, for metamorphic facies see Figure 5.6)

The internal Penninic domain is the best constrained along the Maurienne valley. The most complete studies concern the Liguro-Piemontese, along a few favourable sections of the Schistes Lustrés (Agard *et al.* 2001), the Piemontese (Dora Maira massif, Chopin *et al.* (1991)), the internal Briançonnais domain in south Vanoise and Ambin domes (Ganne *et al.* 2004 ; Gerber 2008 ; Goffé et Velde 1984), and south Vanoise sedimentary cover (Gerber 2008 ; Gillet et Goffé 1988 ; Goffé et Velde 1984 ; Strzeczynski 2006). P-T estimates are quantified locally and not continuously across the belt, depending upon outcropping conditions and the presence of adequate lithologies.

P-T-t-d studies from literature have been reported in Table 5.1 and illustrated in Figure 5.8. A large part of the Penninic domain, the Zone Houillère Briançonnaise, lacks diagnostic mineral associations to precisely calibrate P and /or T with classical thermobarometric methods. We thus have completed the existing data set by analysing recrystallized organic matter in metasediments using Raman spectroscopy of Carbonaceous Material method (RSCM Beyssac *et al.* (2002)). This study provides us a continuous evolution of the peak T along the whole transect (Figure 5.7, submitted and see RSCMT interval values in Table 5.1). RSCM T are, in a first approach, always compatible with local estimates of P-T conditions by classical petrological methods, with an eastward T increase from ~ 300 to ~ 550 -600°C. The Sapey Gneiss Unit and the south-Vanoise basement do not follow the global trend because they might have preserved earlier pre-alpine metamorphic conditions (Bocquet 1974). This does not however mean that the metamorphic structure is

entirely continuous. The T/P gradient is low and small T differences may correspond to significant pressure gaps.

The variation of RSCM T along the transect shows an overall good preservation of the thermal structure of the wedge and the succession of subducted units has been preserved despite post-HP deformation. After their sequential underthrusting and maximum burial, metamorphic units thus came back to the surface sequentially in time and space, the deepest and warmest units being also the easternmost. Furthermore two important points should be noted: (1) the increase of RSCM T across the Penninic Front is associated with a contrast in ZFT ages, strengthening the importance of the PF as a major tectonic contact, (2) the western contact of the eclogitic Schistes Lustrés is associated with a large T gap, further supporting the existence of a significant P gap across this major extensional shear zone (Figure 5.7).

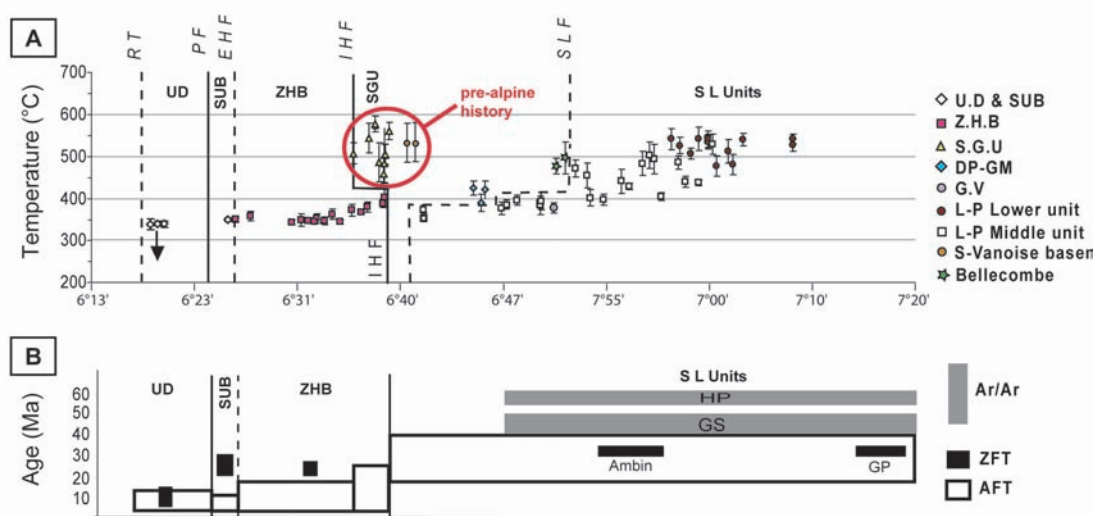


Figure 5.7: Peak metamorphic temperatures along the Maurienne valley versus latitude. Abbreviations: UD: Ultra-Dauphinois, Subb: Subbriançonnais, SGU: sapey Gneiss Unit, DP-GM: Dent-Parrachée nappe from Grande-Motte unit, GV: Grand Vallon Unit, LPL: Liguro-Piemontese lower unit, LPM: Liguro-Piemontese Median unit, LPU: Liguro-Piemontese Upper unit, SV: South-Vanoise. Abbreviations for tectonic thrust are RT: Roselend thrust (ultra-Dauphinois thrust labelled by Ceriani *et al.* (2001)), PF: Penninic Front, EHF: External Houiller Front, IHF: Internal Houiller Front, SLF: Schistes Lustrés Front. B: Synthesis of radiometric data versus latitude along the same profile reported from Malusà *et al.* (2005) (white and black areas) and Agard *et al.* (2001) (shaded areas). Abbreviations, HP: High Pressure, GS: Green schist, ZFT: Zircon Fission Tracks, AFT: Apatite Fission Tracks, Ar : Argon, GP: Grand Paradis

Unfortunately, the peak of pressure cannot be constrained using this method. Nevertheless, existing data in the Briançonnais domain (Figure 5.9) constrain the lower and upper bounds for peak of pressure in the ZHB. Firstly, of the ZHB P-T conditions are within the stability field of lawsonite but probably not far from the reaction curve (see red line in Figure 5.9). The maximum temperature constrained by RSCM method reaches around 350°C in the west and 400°C in the east (with ± 10 -15°C of confidence interval) (Gabalda *et al.*, inpress). The intersection point of the lawsonite reaction line and RSCMT data allow us to define a lower bound at ~3 kbar in the external part of ZHB and a lower bound ~6 kbar in the internal part (Figure 5.9). This latter value is similar to that estimated further north by (Bücher et Bousquet 2007b). For the upper bound in eastern part of ZHB, we use the pressure data available in the internal briançonnais domain (south-Vanoise massif see Table 5.1 for details values and Figure 5.9 for delimited P-T domain). We propose that upper bound of pressure in eastern part of ZHB is necessarily lower than 10

kbar. Thus , we extrapolate from confrontation of RSCM temperature and adjacent unit PT peak estimate a range of pressure at 6-10 kbar for ZHB internal unit.

Locality	Deform	Paragenese	P(kbar) T(°C)	method	Auteur	ages (Ma)	method	Auteur
U-D		CM	< 330°C	RSCMT	Gabalda et al., in press			
U-D								
Sub-br		CM	< 330°C	RSCMT	Gabalda et al., in press			
ZHB								
E-ZHB	peak	Gt (low-P)+Cld +Chl+Phg	5.2 kbar-375 °C	Tweeq	Bücher & Bousquet, 2007	—	—	—
E-ZHB		Chl+Ep+Phg	retrograde path (?)	—	Bücher & Bousquet, 2007	—		
E-ZHB		CM	Tmax: 350°C- 400°C	RSCMT	Gabalda et al., in press	—	—	—
W-ZHB		CM	Tmax: 330° - 350°C	RSCMT	Gabalda et al., in press	—	—	—
Briançonnais								
Rutor unit (=Sapey)	peak	Gt+Cld+Chl +Phg	11-13.5 kbar 450-480°C	DOMINO	Bücher & Bousquet, 2007	—	—	—
s-Vanoise (Arpon)	D1V	Gln+Ep	12-11 kbar ~350°C	?	Platt & Lister, 1985	~50	?	Platt & Lister, 1985
s-Vanoise (Arpon)	D2V	Bi+Chl+Alb	8 kbar ~380°C	?	Platt & Lister, 1985	~40	?	Platt & Lister, 1985
s-Vanoise (Arpon)	D3V	Chl+Alb	3 kbar ~350°C	?	Platt & Lister, 1985	~30	?	Platt & Lister, 1985
s-Vanoise Ambin	D1Am	Gt+Gln+Ep +Cld (BS)	16-15 kbar 500°C	Thermocalc	Ganne, 2003	~50-44	Ar/Ar	Ganne, 2003
s-Vanoise Ambin	D2Am	Gln+Ep+Phg +Chl (BS-GS)	12-10 kbar 500°C	Tweeq	Ganne, 2003	~45 -39	Ar/Ar	Ganne, 2003
s-Vanoise Ambin		Chl+Alb (GS)	9 - 5 kbar 480-300°C	Tweeq	Ganne, 2003	34	Rb/Sr	Ganne, 2003
s-Vanoise Ambin	D3Am		<5 kbar 300°C	Tweeq	Ganne, 2003	post-34	Rb/Sr	Ganne, 2003
s-Vanoise (cover)	D1V	BS	11± 2 kba 350 ± 100°C	Perplex	Strzensky, 2006	~40 - 37	Ar/Ar	Strzensky, 2006
s-Vanoise (cover)	D2V	BS-GS	8 ± 2 kbar 380 ± 60°C	Perplex	Strzensky, 2006	~ 37-35	Ar/Ar	Strzensky, 2006
s-Vanoise (cover)	D3V	GS	6 kbar-430°C	Perplex	Strzensky, 2006	~35 - 32	Ar/Ar - ZTF	Strzensky, 2006
s-Vanoise Ambin (basement)	D1 =D1Am	BS	17kbar-420°C	Thermocalc Tweeq	Gerber, 2008	52-48	Ar/Ar (in situ)	Gerber, 2008
s-Vanoise (cover)		BS	11kbar~300°C	Thermocalc Tweeq	Gerber, 2008	52-48	Ar/Ar (in situ)	Gerber, 2008
s-Vanoise Ambin (basement)	D2=D2Am	BS-GS	8kbar-530°C	Thermocalc Tweeq	Gerber, 2008	43-37	Ar/Ar (in situ)	Gerber, 2008
s-Vanoise (cover)		BS-GS	8kbar-350°C	Thermocalc Tweeq	Gerber, 2008	43-37	Ar/Ar (in situ)	Gerber, 2008
s-Vanoise Ambin (basement)		GS	6kbar-350°C	Thermocalc Tweeq	Gerber, 2008	37-34	Ar/Ar (in situ)	Gerber, 2008
s-Vanoise (cover)		GS	6kbar-350°C	Thermocalc Tweeq	Gerber, 2008	37-34	Ar/Ar (in situ)	Gerber, 2008
s-Vanoise Ambin (basement)		GS	3kbar-300°C	Thermocalc Tweeq	Gerber, 2008	28	Ar/Ar (in situ)	Gerber, 2008
s-Vanoise (cover)		GS	3kbar-400°C	Thermocalc Tweeq	Gerber, 2008	28	Ar/Ar (in situ)	Gerber, 2008
Ambin (cover)	peak	CM	~ 500 °C	RSCMT	Gabalda et al., in press	—	—	—
DP-GM nappe	peak	CM	390-425°C			—	—	—

Locality	Deform	Paragenese	P (kbar)	T(°C)	method	Auteur	ages (Ma)	method	Auteur
SI (S-Ambin)									
Finestre	D1SI	Gln+Cld+Lws +Phg+Chl+Car	20-21 kbar 450-500°C	PTAX-Tcalc	Agard et al., 2001	60 - 55	Ar/Ar	Agard et al., 2002	
Fraitève	D1SI	Car+Phg+lws	12-13 kbar 300°C-350°C						
Finestre	D2SI	Chl+Phg+Lws +Cld+Gt+Ep	16 kbar-470°C	PTAX-Tcalc	Agard et al., 2001	51 - 45	Ar/Ar	Agard et al., 2002	
Fraitève	D2SI	Chl+Phg+Lws	12 kbar-350°C						
Finestre	D3SI	Car+Chl+Phg +Gt+Ep	6 kbar-380°C	PTAX-Tcalc	Agard et al., 2001	38 - 35	Ar/Ar	Agard et al., 2002	
Fraitève	D3SI	Lws+Chl +/- Phg	< 5 kbar < 300°C						
SI (N-Ambin)									
LI (unité inf)	peak		12.5 ± 3 kbar 480 ± 50 °C	Thermocalc	Rolland et al., 2000	—	—	—	
LS (unité sup)	peak		9.5 ± 2 kbar 340 ± 30 °C			—	—	—	
LPU unit	peak	CM calcschiste	Tmax: 350- 410°C	RSCMT	Gabalda et al., in press	—	—	—	
LPM unit	peak	CM calcschiste	Tmax: 450- 470°C			—	—	—	
LPL unit	peak	CM calcschiste	Tmax >500°C			—	—	—	
Dora maira									
Dora Maira	peak		~33 kbar 700-750°C	Thermobaro	Chopin et al., 1991	~45-35		Duchêne et al.,1997a,	
Dora Maira	retro		12-5 kbar 450-350°C	Thermobaro	?	~34-30	U-Pb	Rubatto & Hermann 2001	
Dora Maira	retro		6-5 kbar 350-250°C	Thermobaro	Chopin et al., 1991	~32-28	Ar/Ar (bi)	Monié & Chopin 1991	
Monviso									
Monviso (Lago Superiore)	peak		26 kbar- 630°C	Thermobaro	Messiga et al., 1999, Schwartz et al., 2000a	~60	?	Cliff et al., 1998	
Monviso (Lago Superiore)	retro		~19 ± 2 kbar 600°C	Thermobaro	Schwartz et al., 2002	~40-42	Rb-Sr	Cliff et al., 1998	
Monviso Passo Galarino Viso Mozzo	peak		15-8 kbar 400-500°C	Thermobaro	Schwartz et al., 2000a	?			
Monviso Passo Galarino Viso Mozzo	retro		8-5 kbar 400-300°C	Thermobaro	Schwartz et al., 2001	45-50	Ar/Ar (Phg)	Monié & Philippot 1989	
Mon Viso	exhum	zircon	~280°C	thermochrono	Schwartz et al., 2007	20	ZFT	Schwartz et al., 2007	
Mon Viso	exhum	apatite	~150°C	thermochrono	Schwartz et al., 2007	9	AFT	Schwartz et al., 2007	
eastern Queyras	exhum	zircon	~280°C	thermochrono	Schwartz et al., 2007	27_21	ZFT	Schwartz et al., 2007	
eastern Queyras	exhum	apatite	~150°C	thermochrono	Schwartz et al., 2007	14_9	AFT	Schwartz et al., 2007	
western Queyras	exhum	zircon	~280°C	thermochrono	Schwartz et al., 2007	95_63	ZFT	Schwartz et al., 2007	
western Queyras	exhum	apatite	~150°C	thermochrono	Schwartz et al., 2007	22	AFT	Schwartz et al., 2007	

Table 5.1: compilation of available Pressure-Temperature-time-Deformation index from literature along Arc valley-Susa valley.

Along our cross-section the Schistes Lustrés north of Ambin are poorly documented in terms of thermobarometric constraints, as only a few analyses were conducted in metabasites (Ganne 2003 ; Rolland *et al.* 2000). However RSCM temperature data (Gabalda *et al.*, inpress) provide a range for the peak of temperature for each tectono-metamorphic unit (Figure 5.2), but the pressure associated remains unconstrained. Similar Schistes Lustrés cropping out south of Ambin were studied in more detail and a P-T-t-d evolution was obtained along a continuous SW-NE cross section (Fraitheve-Finestre, (Agard *et al.* 2001), Figure 5.6 and Table 5.1). We have used the P/T gradient defined south of Ambin, assuming that it is not significantly different from N-Ambin, to deduce the values of pressure from the RSCM temperature. We deduce thus ranging of peak of pressure 18-23 kbar for LPL, 15-20 kbar, for LPM, 14-16 kbar for GV and LP.

5.2.6 Geodynamic reconstitution stages

In this final reconstruction the positions of each unit are constrained by their structural position relative to neighbouring units, by the kinematics of deformation and by the P-T conditions, assuming that pressure can be directly converted into depth (no tectonic overpressures). The sections were drawn backward in time starting from the present-day section and progressively going back to the Late Cretaceous stage (Figure 5.10).

5.2.6.1 60-55 Ma Subduction

This reconstitution work starts with the end of subduction of the Liguro-Piemontese domain, when SI reaches its peak of metamorphism around 60-55 Ma (Agard *et al.* 2002). This period marks the structuration stage of the present Liguro-Piemontese tectono-metamorphic units (Gabalda *et al.*, inpress), characterized by an eastward increase of HP-LT conditions that probably results from D1SI event [(Agard *et al.* 2001, 2002), see deformation event calendar Figure 5.5].

In front of the SI accretionary prism formed west of Apulia since the upper Cretaceous time, a flysch is progressively deposited and quickly buried in the subduction zone forming the Schistes Lustrés with SI [e.g (Polino *et al.* 1990 ; Schwartz 2002)]. The upper part of the complex remains unmetamorphosed and is disconnected from the base to form the future Helminthoid flysch nappe. During the early Eocene time (55 Ma) the Briançonnais domain (basement and Mesozoic sedimentary cover) is overlain by the Nummulitic Foreland basin known as the Ypresian "Flysch Noir", planctonic calcshists and olistostromic deposits. Further west, in the external Briançonnais domain, the Tarentaise breccias (part of the Valaisan domain), present since the Upper Cretaceous, sign the strike slip or/and thrusting initiation in front of the Briançonnais domain. The depth of the Dora Maira massif is unknown at this stage.

5.2.6.2 50-37 Ma main exhumation process of crystalline massifs and nappe stacking

This period is chronologically characterized by:

1. the first stage of exhumation of SL complex during D2SI east-verging shearing movement (with the Chenaillet unit lying in the hanging wall of this detachment, (Agard *et al.* 2001)). We suggest that this "extensional" kinematics accommodated the first stage of exhumation of Monviso units and certainly helped for DMM rising along the wall of Apulian domain.
2. the global top to N-NW thrusting nappes and the Briançonnais Front N-NW migration (BF), with initiation of folding in Briançonnais domain (D1-D2H, D1-D2s-V, including DP-NG nappe thrust-

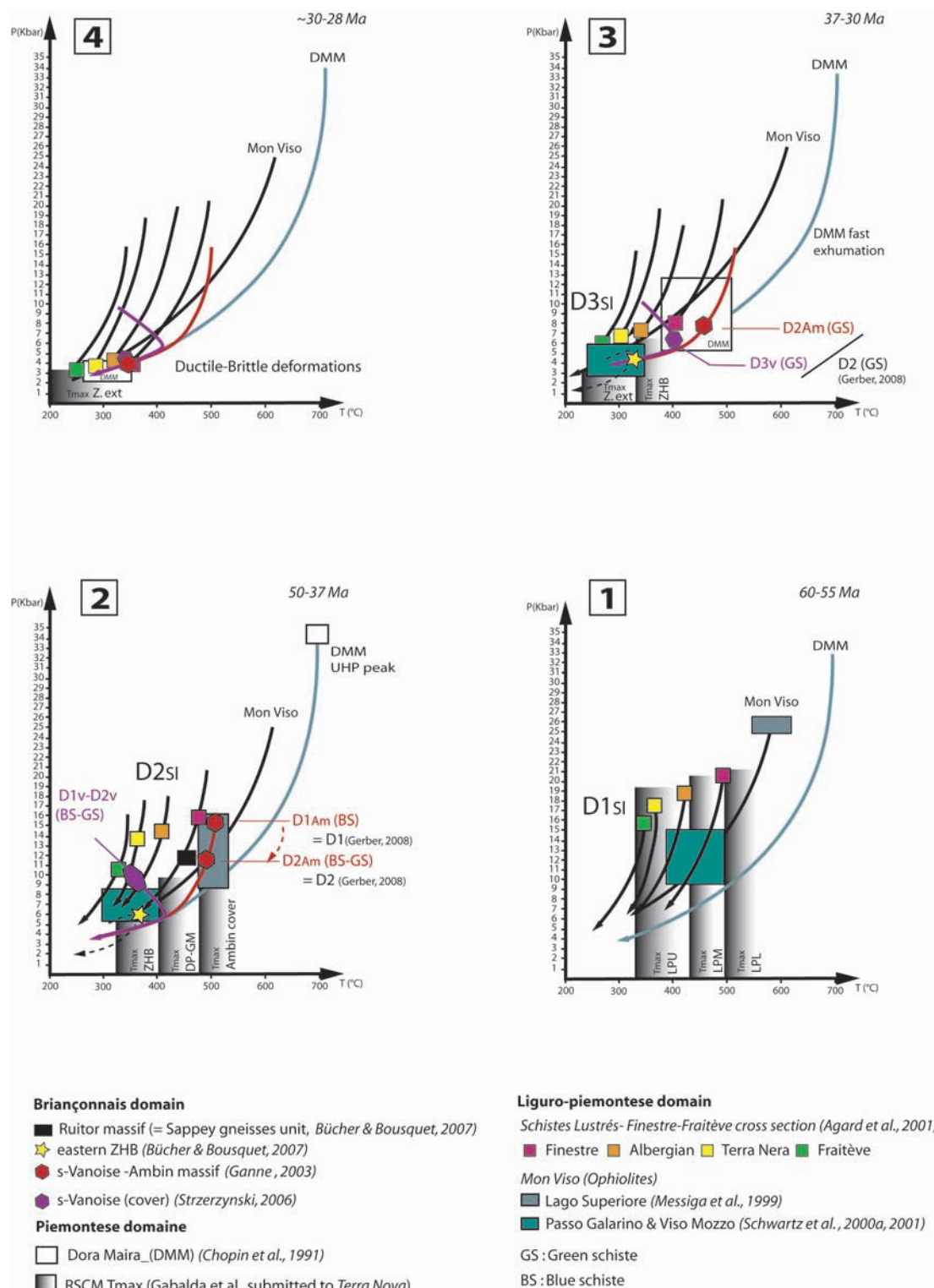


Figure 5.8: P-T paths use for retrochronological reconstructions references are details in Table 5.1.

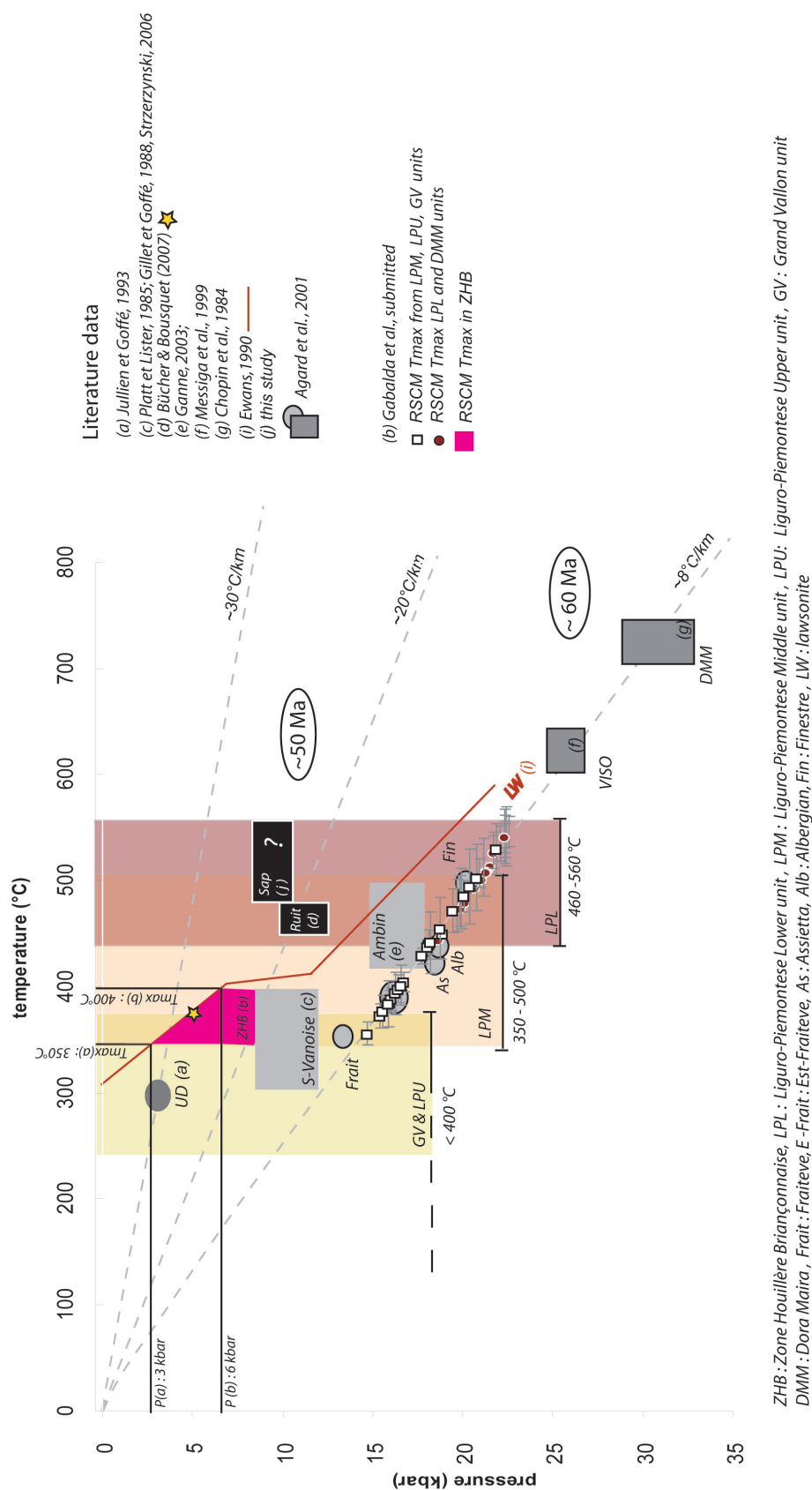


Figure 5.9: Peak of metamorphism diagram of in Briançonnais domain (see Table 5.1 for detailed references) for confrontation with ZHB unit RSCM temperatures Gabalda *et al.*, in press. The second confrontation is between Liguria-Piemont gradient (c. 8°C/km, Agard *et al.* (2001)) and RSCM temperature from SL units (in N-Ambin, Gabalda *et al.*, in press). These allow us to extrapolate an interval of maximum pressure for each of these units.

ing). This migration is accompanied by the deposition of the Briançonnais flysch (Bar) in front of successive thrusting nappes in the Briançonnais domain. Note that Ambin massif is affected here by D2Am top to east shearing event since around 45Ma (D1-D2Am transitional event age, (Ganne 2003)) and will be still active in next reconstitution stage, at least until 34 Ma (Ganne 2003)

3. the initiation of Penninic Front during D2ext (PF, (Ceriani *et al.* 2001)) with the first deposit of the Priabonian Flysch (in the ultra-Dauphinois domain) fed from the erosion of the internal Penninic domain and external crystalline massifs emersion (Belledonne)

5.2.6.3 37-30 Ma Backtrusting initiation and foreland basin development

This period is mainly represented by 3 distinct but successive kinematics events:

1. The SL complex is affected by the D3SI top to west extensional event that is interpreted to accommodate part of DMM fast exhumation event.
2. the Briançonnais domain is mainly affected by backthrust movement recorded from the eastern part of ZHB (D3H) the Ambin massif with top to the east shearing event (D2Am). The age of back-movement end is not entirely clear, but it was certainly active until at least the late Oligocene (~30 Ma) when brittle deformations began in the Penninic domain [e.g. (Champagnac *et al.* 2004 ; Delacou 2004 ; Tricart *et al.* 2006)].
3. In external domain the frontal Penninic thrust still accommodate (D2ext, (Ceriani 2001)) increasing subsidence in the Priabonian foreland basin ("Cheval Noir", C.N flysch).

5.2.6.4 30-28 Ma syn-convergence ductile to brittle extensional regional regime

The last exhumation of the Penninic domain is mainly accommodated through an extensional regime initiated around 30 Ma (according to ZFT cooling age, (Malusà *et al.* 2005)). This process is coeval with shortening in the external Alps west of the Penninic front. Shortening was accommodated by the formation of crustal thrust ramps in the external crystalline massif and is at least partly responsible for the exhumation of the Penninic domain.

5.2.6.5 28-0 Ma syn-convergence brittle extensional regional regime

Since around 30 Ma, the Oligo-Miocene crustal shortening affects the External Crystalline Massif and extends westward with the building up of a sedimentary thrust wedge in the Chartreuse massif. This late shortening stages also result in the formation of the Foreland molassic Basin in front of the sub-Alpine belt.

5.2.7 Discussion

The reconstructions presented here are internally consistent in that each tectonic unit identified in the present structure of the Maurienne traverse can be followed through time and its evolution fits available P-T-time-deformation constraints. This is a point totally original when compared to published kinematic models. For instance, in the most recent model (Ford *et al.* 2006), although the general dynamics is similar to ours, it is not possible to identify the individual nappes and follow their evolution because the structure is greatly simplified and the general purpose is different. Otherwise, the overall mechanisms are

similar with a first episode where the deformation regime is mainly driven by subduction of the ligurian ocean and then of the continental margin, and a second episode after ~35 Ma characterized by the formation of the first retro-thrusts and formation of the first significant topography.

The model we present involves only geometrical considerations assuming that the metamorphic pressure derived from petrological studies can be directly converted into depth. No mechanical and no thermal considerations have been used to design the reconstructions. The model can thus be tested independantly through thermo-mechanical modelling.

The transitional period of the Late-Eocene and Early Oligocene is also associated to the transition from flysch to molasses-type deposits in the peripheral basins. This period furthermore corresponds to a sharp increase of the amount of detrital material shed by the belt in the peripheral basins, both in the pro- and retro-forelands (Kuhlemann et Kempf 2002 ; Sinclair 1997). It has been attributed either to an episode of slab breakoff ((Sinclair 1997); after (Von Blanckenburg et Davies 1995)) or to the inception of retreat of the Apennines slab that induced in turn the forced retreat of the Alpine slab through a toroidal flow in the mantle (Vignarol *et al.* 2008). In both cases deep mantle processes are advocated to explain a major change in the dynamics of the belt from subduction to collision and from a totally asymmetrical geometry toward a double-vergent chain in the second period. In our purely geometric reconstructions these processes cannot be taken into account but the geometry we propose has some thermal consequences that can be tested in the framework of the two models.

We have assumed that pressure can be directly converted into depth. We thus discard any tectonic overpressure in the model. Doing this we follow recent modelling studies that suggest that realistic rheologies for the crust and mantle do not lead to significant overpressures (Burov *et al.* 2001 ; Yamato *et al.* 2007). The walls of the subduction channel are too weak to build significant overpressures unlike in Mancktelow's model (Mancktelow 1995) where overpressure developp in a channel bounded by totally rigid walls. This also fits natural observations: (1) weak rocks rich in weak phases like white micas and talc such as the Dora Maira pyrope-quartzite have recorded ultrahigh pressure conditions as argued by Schreyer (1995), (2) pressure conditions estimated independantly in mafic and pelitic rocks within the same massif yield the same values (Oberhänsli *et al.* 1995) showing that the pressure is not controlled by rheology. These observations confirm earlier conclusions obtained by Etheridge (1983) who suggested that the formation of synmetamorphic tensile fractures imposes very low differential stresses in metamorphic rocks. In order to develop significant overpressures in the most resistant part of the lithosphere specific boundary conditions such as lithospheric buckling (Petrini et Podladchikov 2000) have to be implemented, leading to geometries very different from natural ones.

In the reconstructions the evolution of high and ultrahigh pressure metamorphic rocks requires the co-operation of several processes. First, rocks must be buried until the maximum depth recorded by the metamorphic parageneses without much deformation. Intense deformation is indeed always associated to retrograde parageneses. In the basement of Vanoise the first alpine deformation starts in the conditions of the blueschists facies and is associated to the retrogression toward greenschists conditions (Ganne 2003 ; Gerber 2008). It could be argued that retrograde deformations have erased earlier stages but this is quite unlikely as even the prealpine HT parageneses are preserved. Similar observations were made in the Norwegian Caledonides where the peak-pressure recrystallisation in the eclogite facies is associated with the first deformation of the granulitic basement and exhumation starts immediately in the same continuum of shearing (Jolivet *et al.* 2005 ; Raimbourg *et al.* 2005). Second, when the rocks start to be deformed along the major shear zones they are progressively decoupled from the descending lithosphere, they enter in the

circulation of the subduction channel and start their way up, driven essentially by buoyancy forces, piling up during exhumation. Reverse shear zones separate the various units (or nappes) in the lower part of the subduction channel or accretionary complex and extensional shear zones develop to accommodate the exhumation along the contact with the upper wall of the channel.

Late stage exhumation involves a more symmetrical geometry with double-vergent thrusts in the external zones and ductile to brittle extension in the central part of the belt.

The major limitation of our model is that it is only 2D. It is indeed well known that some significant longitudinal component was involved in the nappe stack construction. Oblique left-lateral thrusting was mentioned earlier in this paper along the Penninic Front for instance. It was probably more important in the Eocene than later as is suggested by the direction of stretching lineations. We thus have to assume in our reconstructions that the same processes were active all along the belt in the internal zones which is likely but not certain.

The model we proposed is geometrically and kinematically consistent apart from this 2D/3D problem. It should now be tested by numerical means to see whether the proposed kinematics leads to the observed P-T-time paths.

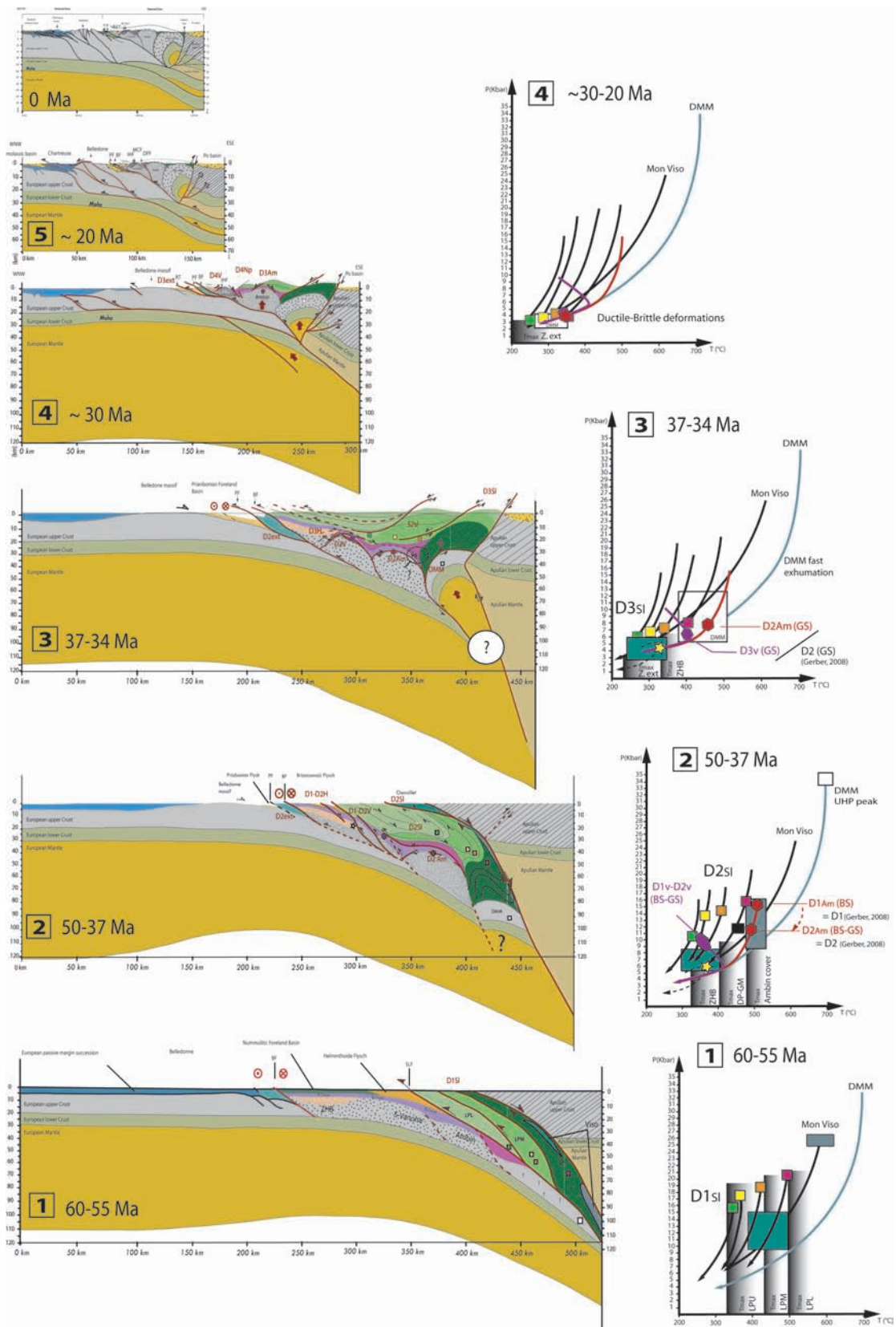


Figure 5.10: Retrochronological reconstruction along Chartreuse Maurienne cross section.

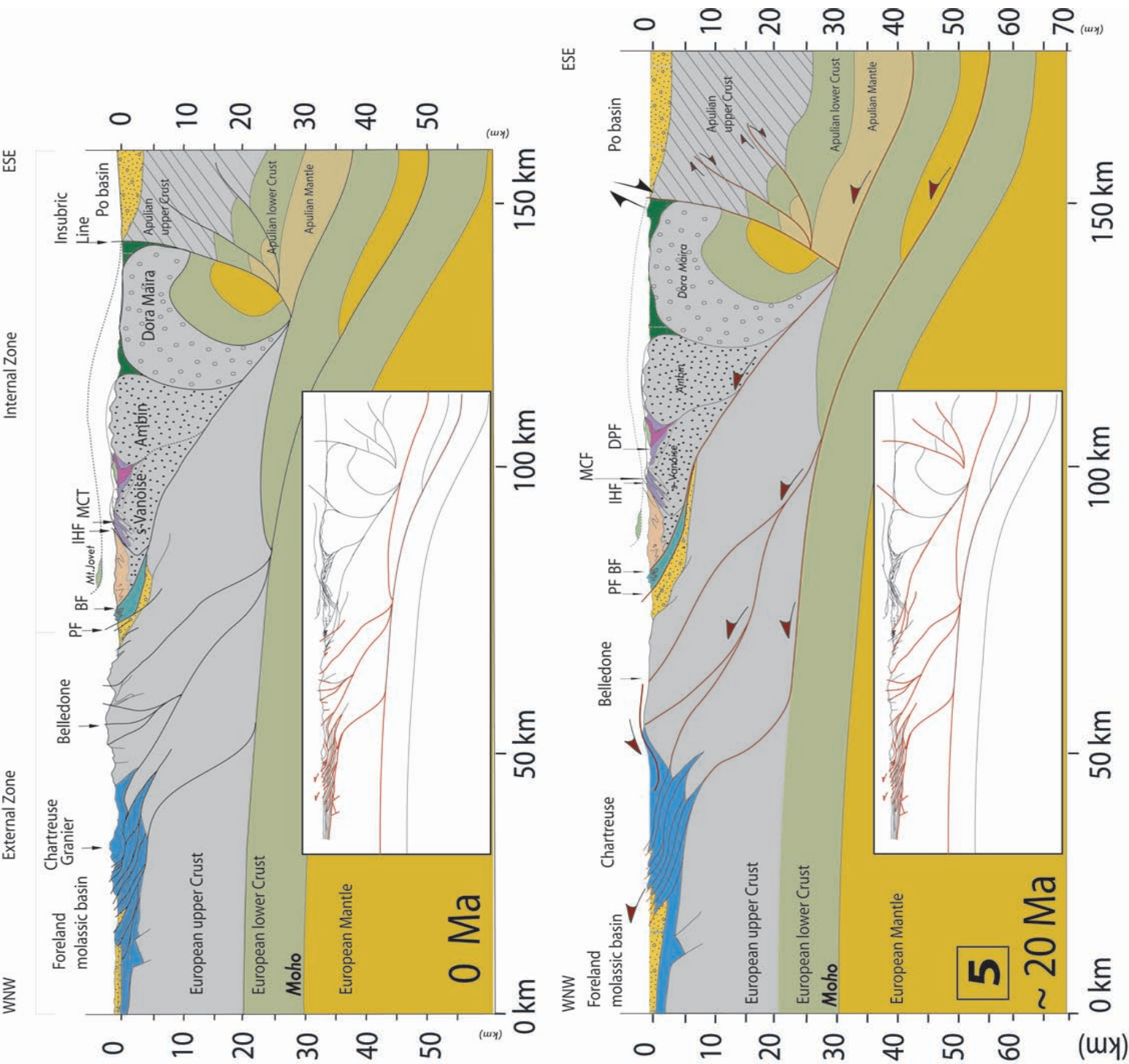


Figure 5.11

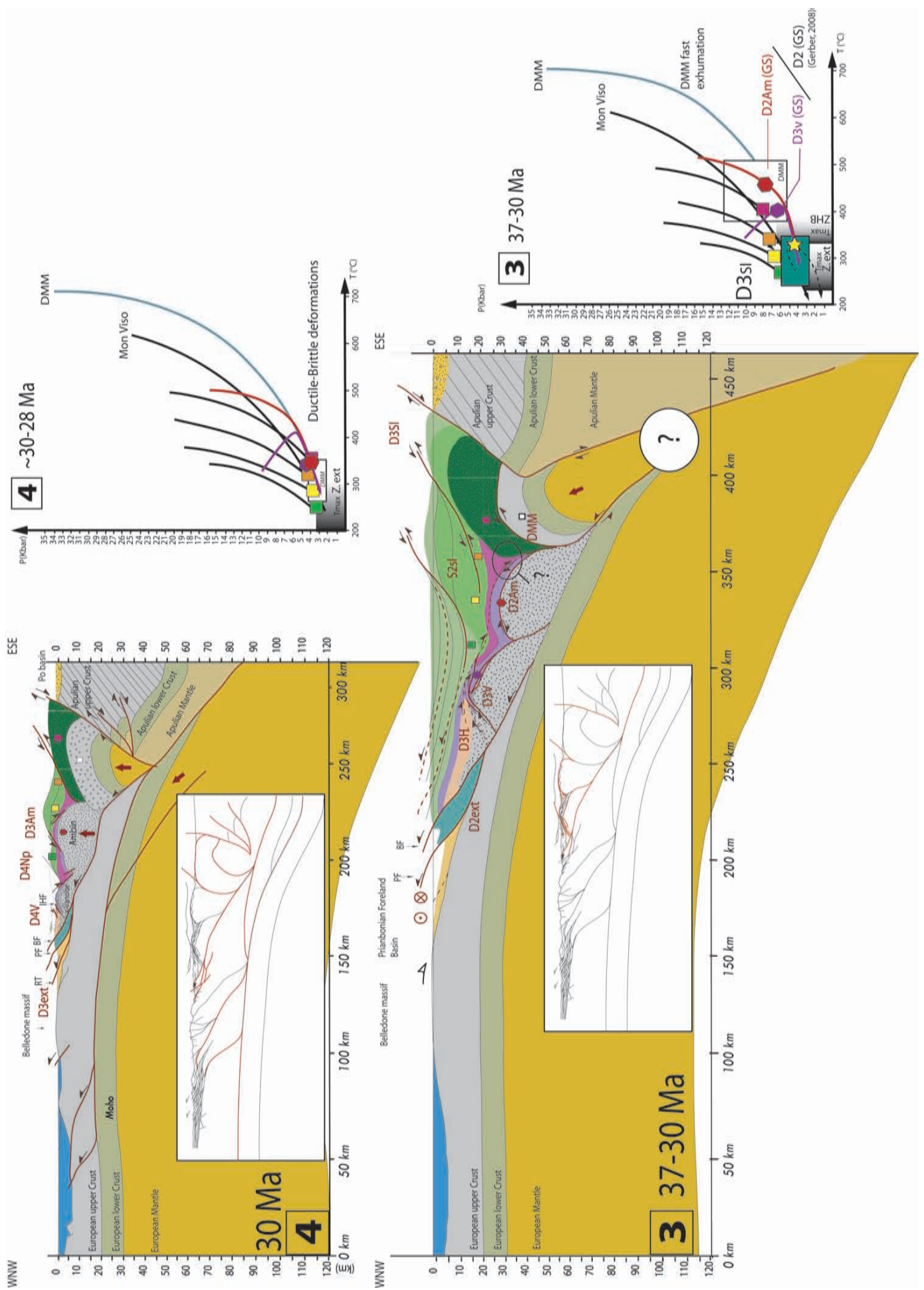
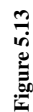


Figure 5.12



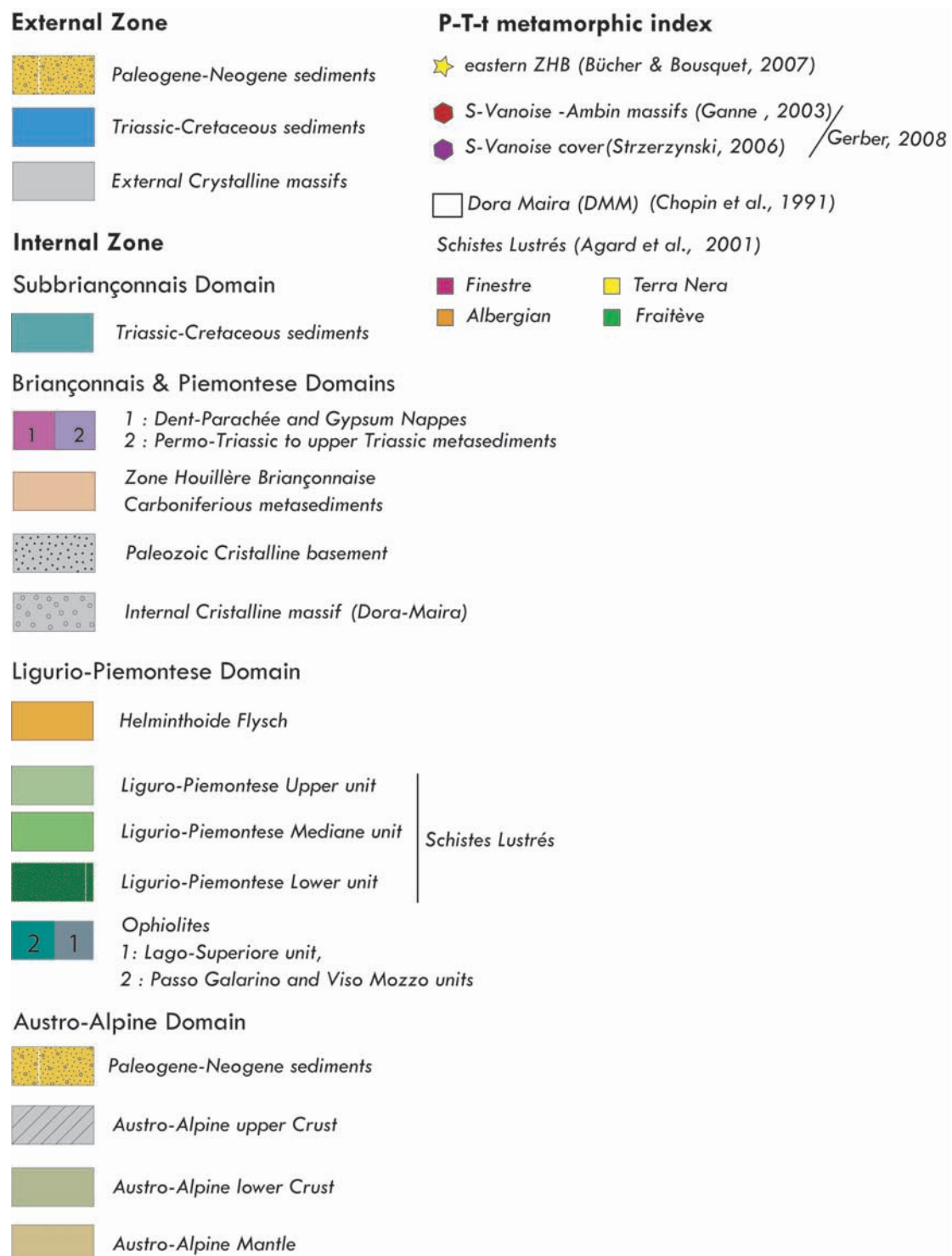


Figure 5.14

5.3 Conclusion

La représentation graphique de toutes les "déformations" répertoriées par chaque auteur et pour chaque unité est illusoire et dénuée de tout intérêt à cette échelle. Néanmoins, même si la compilation précédemment réalisée rend visibles quelques incohérences (d'interprétation structurale, pour l'essentiel) entre certains auteurs, elle permet surtout de regrouper ces observations spatio-temporelles dans des grandes tendances géodynamiques. Aussi nous avons décomposé l'histoire de la formation de la chaîne en cinq étapes successives.

Etape n°1 : Subduction océanique terminale et initiation de la subduction continentale (60-55 Ma)

- Cette période est marquée par la structuration finale du prisme d'accrétion Liguro-Piémontais (Agard *et al.* 2001, 2002 ; Messiga *et al.* 1999 ; Schwartz 2002) et donc par la fin de la subduction océanique. La subduction continentale prendrait ensuite le relais entre 55 Ma (âge du pic de métamorphisme des Schistes Lustrés, (Agard *et al.* 2002) et 50 Ma [initiation des cisaillements vers le N-NW pour les massifs briançonnais de Vanoise et d'Ambin ; (Ganne 2003 ; Gerber 2008)]

Etape n°2 : Subduction continentale et premiers stades d'exhumation (50-37) - Les massifs briançonnais (Vanoise - Ambin) et piémontais (Dora-Maira) ont atteint leur pics de métamorphisme (respectivement à ~50 Ma d'après Ganne (2003) et Gerber (2008) et 45 Ma d'après Duchêne *et al.* (1997)). Les massifs briançonnais entament donc leur remontée en surface à 50 Ma (Ganne 2003 ; Gerber 2008).

Le processus d'exhumation débute par des cisaillements vers le N-NW en domaine briançonnais autour de 50 Ma et persiste jusqu'à 40-37 Ma (Ganne 2003 ; Ganne *et al.* 2007 ; Strzeczynski 2006).

En domaine Liguro-Piémontais, Agard *et al.* (2001, 2002) notent l'activité des premiers cisaillements vers l'Est (D2SI) entre 51 et 45 Ma. Cette direction de cisaillements ne tarde pas à affecter les massifs briançonnais autour de 45 Ma (Ganne 2003 ; Gerber 2008).

Les cisaillements top NW et top E fonctionneraient-ils de manière synchrone entre 45 et 37 Ma dans les massifs briançonnais ?

En zones externes, le futur bassin d'avant-pays Priabonien (flysch du " Cheval Noir ") s'initie à partir de 37 Ma par l'activité du Front Briançonnais (Front Houiller Externe) et du Front Pennique.

Etape n°3 : Rétrocharriage et extension syn-convergence - le second stade d'exhumation (37-30 Ma)

- Cette étape est marquée par :

- Le remplissage du bassin d'avant-pays priabonien en flyschs détritiques, progressivement déformés et écaillés par l'activité du Front Pennique,
- des cisaillements de vergence E (dans les conditions de schistes verts) qui affectent désormais tout le domaine briançonnais [e.g. (Ganne 2003 ; Gerber 2008 ; Strzeczynski 2006)]. Cette déformation affecte la moitié Est de la Zone Houillère Briançonnaise qui est rétro-plissée puis écaillée vers l'Est comme la bordure occidentale de la zone Vanoise (cf. chap 3),
- des cisaillements ductiles et extensifs vers l'W (dans les conditions de schistes verts) affectent le domaine Liguro-Piémontais [e.g. (Agard *et al.* 2001, 2002 ; Ballèvre *et al.* 1990 ; Rolland *et al.* 2000 ; Schwartz 2002 ; Tricart *et al.* 2004)],

- l'exhumation très rapide du massif de Dora-Maira (Monié et Chopin 1991 ; Rubatto et Hermann 2001) a lieu à la fin de cette période, à partir de 32 Ma.

Etape n°4 : Régime extensif ductile-cassant régional (30-28 Ma) - Le dernier stade d'exhumation des roches est accommodé essentiellement par un régime extensif régional. Cette extension s'exprime par des détachements de vergence W et E (selon les unités) mis en place dans des conditions ductiles-cassantes. Elle se répartit de la manière suivante :

- des détachements de vergence W en bordure orientale de la Zone Houillère Briançonnaise,
- des détachements de vergence SE en bordure occidentale du massif d'Ambin (APR-LTF, Baudin (2007)),
- des détachements de vergence W en bordure du massif de Dora-Maira et au sein des unités des Schistes Lustrés (Agard *et al.* 2003, 2001).

Cette période coïncide avec l'exhumation finale du massif de Dora-Maira (Monié et Chopin 1991). L'exhumation des massifs cristallins internes est en partie accommodée par ces détachements, couplés à la convergence des plaques lithosphériques (sans doute en collision à ce stade). Cette " concurrence " permet de maintenir l'équilibre de la chaîne. Ainsi, la convergence aux limites de plaques (ou forces aux limites) est compensée par " l'effondrement " de la chaîne en créant des zones extensives (ou forces de volumes).

Etape n° 5 : Chevauchements crustaux dans les massifs cristallins externes et mise en place des chaînes subalpines (28-0 Ma) - L'âge de 28 Ma coïncide avec la fin des déformations ductiles (Gerber 2008). A ce stade, la structuration des Alpes internes est proche de la structuration actuelle. La chaîne subit (pour l'essentiel) une succession de déformations cassantes et extensives au sein des unités penniques et le long des principaux contacts tectoniques, notamment le Front Pennique et le Front Houiller externe [e.g. (Ceriani *et al.* 2001 ; Fügenschuh *et al.* 1999 ; Fügenschuh et Schmid 2003 ; Malusà *et al.* 2005 ; Tricart *et al.* 2004)].

En zones externes, les chaînes subalpines de la Chartreuse se mettent en place. Elles se forment par l'accrétion des dépôts de marge européenne (série mésozoïque épaisse, ~4 km de profondeur), par l'intermédiaire de niveaux de décollement (niveaux de gypse). Ces décollements sont influencés par le raccourcissement (le long de rampes crustales) des massifs cristallins externes.

La migration de flyschs au front du massif de Belledune débute (approximativement) au Rupélien terminal (~28 Ma) et s'accroît considérablement tout au long du Miocène sous l'effet de l'exhumation des massifs cristallins externes, au front des chaînes subalpines (Ford *et al.* 2006).

Chapitre 6

Conclusions et perspectives

6.1 Apports de ce travail

6.1.1 Modélisation géométrique 3D

Ces travaux constituent le volet industriel de la thèse. Deux modèles géométriques en 3 dimensions ont été proposés (Chapitre 3 p. 65).

Le modèle du secteur de " Sapey-Orgère " (en zone Vanoise), bien contraint, a permis de préciser la succession des contacts anormaux, structures plicatives et extension des faciès lithologiques susceptibles d'être traversés par les tunneliers lors des travaux du percement (cf §.3.2).

Le modèle du secteur de la Croix des Têtes (en Zone Subbriançonnaise) est quant à lui très mal contraint. L'inaccessibilité de la charnière du pli du Château et l'absence de données en profondeur ne nous ont pas facilité la tâche. Des données de surfaces étendues du Nord au Sud du massif et une donnée de plongement d'axe du pli sont les seules éléments qui ont pu être intégrés au modèle. Le résultat obtenu donne une estimation des lithologies qui seront traversées par le tunnel, sans que la position ni la structure de la terminaison du pli soient véritablement contraintes. Les interprétations réalisées en parallèle par le BRGM sont identiques à celles que propose le modèle. Des travaux complémentaires sont indispensables pour valider nos interprétations. Nous y reviendrons dans l'énoncé des perspectives.

Nos travaux de terrain et modélisation (en collaboration avec le BRGM) ont contribué à la réalisation de la coupe prévisionnelle du projet de tunnel " Lyon-Turin ". A ce titre, ils ont été intégrés aux rapports du BRGM fournis à la Lyon-Turin Ferroviaire [APR-LTF, Baudin *et al.* (2006a) ; Egal (2007)].

6.1.2 Estimation thermométrique

L'utilisation de la méthode RSCM (Beyssac *et al.* 2002) sur une transversale complète révèle pour la première fois la structuration thermique détaillée des Alpes Occidentales. L'omniprésence de la matière organique dans les métasédiments nous permet de carter à haute résolution les températures maximum atteintes par les roches, là où les estimations thermo-barométriques classiques peinent faute de paragenèses minéralogiques adéquates (i.e. Zone Houillère Briançonnaise, Schistes Lustrés au Nord du Massif d'Ambin, métasédiments de la couverture Briançonnaise).

Ces pics de température, combinés aux estimations P-T et aux âges issus de la littérature, révèlent la struc-

ture thermique au sein des unités et au travers des principales discontinuités tectoniques. Ces variations de température semblent étroitement liées à l'activité passée des zones de cisaillements majeurs pendant la subduction et l'exhumation des roches. Ce travail a fait l'objet d'une publication à Terra Nova, intitulée "Thermal structure of a fossile subduction wedge in the Western Alps".

6.1.3 Reconstitution géodynamique

Elle a été réalisée selon plusieurs stades préparatoires :

1. La réalisation d'une synthèse spatio-temporelle des déformations connues sur la transversale "Chartreuse-Maurienne" (Chapitre 5, Figure 5.5). Elle intègre des informations issues de la littérature (études P-T-D-t) et enrichies de nos propres travaux (modélisation et thermométrie, cf. Chapitre 3 et 4). Cette synthèse reflète au mieux la réalité des faits géologiques connus sur la transversale, même si des hypothèses ont nécessairement été faites pour les unités peu ou partiellement contraintes.
2. La réalisation d'une coupe à l'échelle crustale (Chapitre 5, Figure 5.3) réalisée à partir d'une simplification de la coupe prévisionnelle du projet de tunnel entre Saint-Jean-de-Maurienne et Suze pour les Alpes Internes, complétée dans les Alpes externes par la coupe de la chaîne subalpine de la Chartreuse d'après les travaux de Philippe (1995).

Le prolongement crustal de la transversale Chartreuse-Maurienne est contraint par la projection et l'interprétation des principaux réflecteurs du profil Ecors.

3. La définition des étapes qui sont représentées dans la reconstitution.

A partir des éléments (1) et (2), nous proposons de décomposer et de représenter l'histoire géodynamique de la chaîne en cinq grandes étapes.

- Etape n° 1 : Subduction océanique terminale et initiation de la subduction continentale (60-55 Ma),
- Etape n° 2 : Subduction continentale et premiers stades d'exhumation (50-37 Ma),
- Etape n° 3 : Rétro-charriage et extension syn-convergence comme le second stade d'exhumation (37-30 Ma),
- Etape n° 4 : Régime extensif ductile-cassant régional (30-28 Ma) dans les zones internes,
- Etape n° 5 : Chevauchements crustaux dans les massifs cristallins externes et mise en place des chaînes subalpines (28-0 Ma).

Ces étapes sont illustrées par une reconstitution réalisée rétro-chronologiquement en conservant un niveau de détails important de l'évolution géométrique des principaux contacts tectoniques et massifs (i.e. préservation des contacts tectoniques majeurs, distinctions des socles et de leur couverture).

6.2 Perspectives

6.2.1 Modélisation géométrique 3D

Si le modèle du secteur de Sapey-Orgère est bien contraint, des incertitudes demeurent concernant la géométrie du pli du Château à la cote du tunnel. Notre modèle donne un résultat proche des travaux du BRGM

(APR-LTF, Egal (2007)), mais l'absence de données en forages ne nous permet pas de contraindre le modèle de manière satisfaisante. Sans ces données profondes, la polémique existant entre les travaux de Ceriani (2001) (§. 2.3.3.2, p. 35) et de Barbier (1948) (§. 2.3.3.1, p. 35) ne pourra pas être éclaircie.

6.2.2 Estimation thermo-barométrique

Si la méthode Raman permet d'estimer la température maximale atteinte par les roches, il n'est pas toujours aisé de l'associer à une pression et à un âge. Ceci est vrai notamment dans le domaine Briançonnais où les phénomènes de réchauffement au cours de l'exhumation des roches ne permettent pas d'associer directement une T_{max} au pic de pression atteint. Si l'extrapolation des pressions estimées dans notre étude (cf. Figure 5.9, p. 139) apporte une approximation se rapprochant des résultats de Bücher et Bousquet (2007b) ($T=375^{\circ}\text{C}$, $P=5$ kbar), celle-ci mériterait d'être précisée par des études thermo-barométriques consacrées à notre transversale. Néanmoins, rappelons que la tâche n'est pas aisée en ZHB, compte tenu d'une minéralogie métamorphique assez pauvre (faciès de bas degré métamorphique). De plus, cette zone ne dispose pas de données de datations "in situ" des déformations, ce qui limite l'interprétation de l'évolution géodynamique en Zone Houillère Briançonnaise.

La réalisation d'analyses P-T et radiochronologiques s'applique également aux Schistes Lustrés du Nord d'Ambin. En effet, les approximations faites pour les unités structurales liguro-piemontaises, (cf. Figure 5.9, p. 139) suivent l'hypothèse selon laquelle elles ne subissent aucun réchauffement pendant leur exhumation. Cela est vrai pour les Schistes Lustrés du Sud d'Ambin (Agard *et al.* 2001), mais partiellement remis en cause par Rolland *et al.* (2000) pour les unités du Nord d'Ambin.

Ces contraintes manquent également pour l'Unité des Gneiss du Sapey, dont une première tentative d'estimation P-T a été réalisée dans le cadre de cette thèse. Cependant, la pauvreté des paragenèses minéralogiques et l'ambiguïté concernant l'âge des déformations analysées ne nous ont pas permis de conclure sur l'évolution pétro-métamorphique de cette unité. Les travaux réalisés dans ce cadre sont disponibles en annexes (répartition des échantillons observés, occurrences minéralogiques). Les résultats d'analyses réalisées à la microsonde sont également fournis en Annexes B dans la version électronique définitive de ce travail. Les études complémentaires pourront disposer de ces analyses pour réaliser notamment des calculs sur couple micas-chlorite (sous TWEEQ).

6.2.3 Reconstitution géodynamique

Pour affiner la reconstitution établie à partir des estimations P-T-t à notre disposition (Ganne 2003 ; Ganne *et al.* 2007 ; Strzeczynski 2006), le travail réalisé au Chapitre 5 nécessiterait de préciser les paramètres cinématiques du modèle (i.e taux de raccourcissement, vitesse de propagation des déformations, conservation des volumes) et de tenir compte des données nouvellement parues en domaine Briançonnais (Gerber 2008). Nous devons notamment nous demander quel mécanisme pourrait expliquer le synchronisme apparent, entre ~45-37 Ma, des cisaillements vers l'Est (Gerber 2008) et des cisaillements vers l'Ouest (Ganne 2003 ; Ganne *et al.* 2007 ; Strzeczynski 2006) dans le massif de la Vanoise, mécanisme qui ne remettrait pas en cause la globalité de l'évolution de la chaîne.

Bibliographie

- Agard, P., Fournier, M., et Lacombe, O. « Post-nappe brittle extension in the inner western alps (schistes lustrés) following late ductile exhumation : a record of synextension block rotation ? ». *Terra Nova*, 15 (5) : 306–314, 2003.
- Agard, P., Jolivet, L., et Goffé, B. « Tectonometamorphic evolution of the Schistes Lustrés complex : Implications for the exhumation of HP and UHP rocks in the Western Alps ». *Bulletin de la Société Géologique de France*, 172 : 617–636, 2001.
- Agard, P., Monie, P., Jolivet, L., et Goffé, B. « Exhumation of the schistes lustrés complex : in situ laser probe $40_{Ar}/39_{Ar}$ constraints and implications for the Western Alps ». *Metamorphic Geology*, 20 : 599–618, 2002.
- Agard, P., Yamato, P., Jolivet, L., et Burov, E. « Discontinuous exhumation of oceanic crust : Insights from blueschists and eclogites into the subduction channel ». *Earth Science Review*, 10, 2008.
- Aillères, L. *Structure et cinématique de la zone Houillère Briançonnaise entre Arc et Isère (Alpes françaises) : apport de l'inversion des données de la déformation finie aux modèles cinématiques classiques*. Thèse de Doctorat, Nancy-Université, 1996.
- Aillères, L., Bertrand, J.M., Macaudière, J., et M., Champenois. « Structure de la Zone Houillère Briançonnaise (Alpes françaises), tectonique néoalpine et conséquences sur l'interprétation des Zones Penniques Frontales ». *Compte rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 321(IIa) : 247–254, 1995.
- Antoine, P., Loubat, H., et Vatin-Perignon, N. « Hypothèses nouvelles sur l'origine et la signification des « Ophiolites » du domaine Pennique Externe (Savoie-Valais) ». *Géologie Alpine*, 49 : 21–39, 1973.
- Arpin, R., Gratier, J.-P., et Thouvenot, F. « Thrusts through the Vercors-Chartreuse region, France, deduced from balanced cross sections ». *Comptes rendus de l'Académie des Sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre*, 307(16) : 1779–1786, 1988.
- Aug, C. *Modélisation géologique 3D et caractérisation des incertitudes par la méthode du champ de potentiel*. Thèse de doctorat, Géostatistique, Ecole des Mines de Paris, 2004.
- Ballèvre, M., Lagabrielle, Y., et Merle, O. « Tertiary ductile normal faulting as a consequence of lithospheric stacking in the Western Alps ». *Mémoire de la Société Géologique de France*, 156 : 27–236, 1990.

- Barbier, R. « Les Zones Ultra-Dauphinoise et Subbriançonnaise entre l'Arc et l'Isère. mémoire pour servir à l'explication de la carte géologique détaillée de la France ». Rapport technique, Ministère de la Production Industrielle, 1948.
- Barbier, R. et Trümpy, R. « Sur l'âge du flysch de la zone des Brèches de Tarentaise ». *Bulletin de la Société Géologique de France*, 6(5) : 207–216, 1955.
- Barféty, J.C., Lemoine, M., Graciansky, P.C., Tricart, P., Mercier, D., avec la collaboration de Pêcher, A., Bertrand, J., Nievergelt, P., du Chaffaut S., Amaudric, Dumont, T., Monjuvent, G., Goffé, B., Kienast, J.R., Mevel, C., Gravost, M., Sauret, B., Godefroy, P., et C., Martin. « Notice explicative, carte géologique de France (1/50 000), Feuille de Briançon (823) ». BRGM, Orléans, 1995.
- Baudin, T. *Etude géologique du Massif du Rutor (Alpes franco-italiennes) : Evolution structurale d'un socle briançonnais*. Thèse de Doctorat, Université de Grenoble, 1987.
- Baudin, T. « Liaison Ferroviaire Transalpine Lyon-Turin, partie commune franco-italienne, tunnel de base Maurienne-Ambin. levés de terrain géologiques et structuraux de la Nappe des Gypses ». Rapport technique, Lyon-Turin Ferroviaire. Avant-projet de références, Rapport APR-GEO-ANT-4889-A-AP-NOT, 2007.
- Baudin, T., Egal, E., et Gros, Y. « Liaison Ferroviaire Transalpine Lyon-Turin, Partie commune franco-italienne, Tunnel de base Maurienne-Ambin. Mémoire Géologique (coté français), Avant-projet de références ». Rapport technique, Lyon-Turin Ferroviaire. N° APR-B2-/TS2-0040-A-PANOT, 2006a.
- Baudin, T., Egal, E., Gros, Y., et Principi, S. « Liaison Ferroviaire Transalpine Lyon-Turin, Partie commune franco-italienne, Tunnel de base Maurienne-Ambin. Coupe géologique verticale du tracé (France-Italie) ». Rapport technique, Lyon-Turin Ferroviaire. Avant-projet de références N° APR-B2-/T2-200/0-A- PAPLA, 2006b.
- Bayer, R., Carrozzo, M.T., Lanza, R., Miletto, M., et Rey, D. « Gravity modelling along the ECORS-CROP vertical seismic reflection profile through the Western Alps ». *Tectonophysics*, 162 : 203–218, 1989.
- Bayer, R., Cazes, M., Dal Piaz, G. V., Damotte, B., Elter, G., Gosso, G., Hirn, A., Lanza, R., Lombardo, B., Mugnier, J. L., Nicolas, A., Nicolich, R., Polino, R., Roure, F., Sacchi, R., Scarascia, S., Tabacco, I., Tapponier, P., Tardy, M., Taylor, M., Thouvenot, F., Torrelles, G., et Villien, A. « Premiers résultats de la traversée des Alpes Occidentales par sismique réflexion verticale (Programme ECORS-CROP) ». *Comptes rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 305(série II) : 1461–70, 1987.
- Bücher, S. et Bousquet, R. « Metamorphic evolution of the Briançonnais units along the Ecors-Crop profile (Western Alps) : New data on metasedimentary rocks ». *Swiss Journal of Geosciences*, 100 : 227–242, 2007a.
- Bücher, S. et Bousquet, R. « Metamorphic evolution of the Briançonnais units along the ECORS-CROP profile (Western Alps) : New data on metasedimentary rocks ». *Swiss Journal of Geosciences*, 100 : 227–242, 2007b.
- Bücher, S., Ulardic, C., Bousquet, R., Ceriani, S., Fügenschuh, B., Gouffon, Y., et Schmid, S. M. « Tectonic evolution of the Briançonnais units along a transect (Ecors-Crop) through the Italian-French Western Alps ». *Eclogae Geologiae Helvetica*, 97 : 321–345, 2004.

- Bernard, S., Benzerara, K., Beyssac, O., Menguy, N., Guyot, F., Brown, Jr G. E., et Goffé, B. « Exceptional preservation of fossil plant spores High-Pressure metamorphic rocks ». *Earth and Planetary Science Letters*, 262 : 257–272, 2007.
- Bertrand, J.M., Aillères, L., Gasquet, D., et Macaudière, J. « The Pennine Front zone in Savoie (Western Alps), a review and new interpretation from the Zone Houillère Briançonnaise ». *Eclogae Geologica Helvetica*, 89 : 1–24, 1996.
- Bertrand, J.M., Guillot, F., Leterrier, J., Perruchot, M.P., Aillères, L., et Macaudière, J. « Granitoïdes de la Zone Houillère Briançonnaise en Savoie et en Val d'Aoste (Alpes Occidentales) : géologie et géochronologie U-Pb sur zircon ». *Geodinamica Acta (Paris)*, 11(1) : 33–49, 1998.
- Bertrand, J.M. et Leterrier, J. « Early Paleozoic granitoids in the southern Vanoise basement : U-Pb geochronology of the Arpont metagranite (Savoy French Alps) ». *Académie des Sciences de Paris. Sciences de la Terre et des Planètes / Earth & Planetary Sciences*, 325 : 839–844, 1997.
- Bertrand, J.M., Pidgeon, R.T., Leterrier, J., Guillot, F., Gasquet, D., et Gattiglio, M. « HRIMP and IDTIMS U-Pb zircon ages of the pre-Alpine basement of the Internal Western Alps (Savoy and Piemont) ». *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 80 : 225–248, 2000.
- Beyssac, O., Bollinger, L., Avouac, J.P., et Goffé, B. « Thermal metamorphism in the lesser Himalaya of Nepal determined from Raman Spectroscopy of Carbonaceous Material ». *Earth and planetary Science Letters*, 225 : 233–241, 2004.
- Beyssac, O., Goffé, B., Chopin, C., et Rouzaud, J.N. « Raman Spectra of Carbonaceous Material in meta-sediments : A New Geothermometer ». *Journal of Metamorphic Geology*, 20 : 859–871, 2002.
- Beyssac, O., Goffé, B., Petitet, J.P., Froigneux, E., Moreau, M., et Rouzaud, J.N. « On the characterization of disordered and heterogeneous carbonaceous materials using raman spectroscopy ». *Spectrochimica Acta A*, 59 : 2267–2276, 2003.
- Beyssac, O., Simoes, M., Avouac, J.P., Farley, K.A., Chen, Y.G., Chan, Y.C., et Goffé, B. « Late Cenozoic metamorphic evolution and exhumation of Taiwan ». *Tectonics*, 26 : 1–32, 2007.
- Bistacchi, A., Eva, E., Massironi, M., et Solarino, S. « Miocene to Present kinematics of the NW-Alps : evidences from remote sensing, structural analysis, seismotectonics and thermochronology ». *Journal of Geodynamics*, 30 : 205–228, 2000.
- Bocquet, J. « Le socle briançonnais de Vanoise (Savoie) : arguments en faveur de son âge anté-alpin et de son polymétamorphisme ». *Comptes rendus de l'Académie de Sciences, Paris*, 278 : 2601–2604, 1974.
- Bonnet, C. *Interactions entre tectonique et processus de surface dans l'Avant-pays Alpin : Apports de la modélisation analogique et analyse de la fracturation récente*. Thèse de Doctorat, Université Montpellier II, Février 2007.
- Borghi, A., Gattiglio, M., Mondino, F., et Zaccone, G. « Structural and metamorphic evidences of pre-Alpine basement in the Ambin Nappe (Cottian Alps, Italy) ». *Mémoire Science Géologique, Padova*, 51 : 205–220, 1999.

- Bousquet, R., Goffé, B., Vidal, O., Oberhänsli, R., et Patriat, M. « The tectono-metamorphic history of the Valaisan domain from Western to the Central Alps : New constraints on the evolution of the Alps ». *Geological Society of America Bulletin*, 114 : 207–225, 2002.
- Boutelier, D. *La modélisation expérimentale tridimensionnelle thermo-mécanique de la subduction continentale et l'exhumation des roches de Ultra-Haute Pression / Basse Température*. Thèse de Doctorat, Université de Sophia-antipolis, Nice, 2004.
- Burov, E., Jolivet, L., Le Pourhiet, L., et Poliakov, A. « A thermomechanical model of exhumation of High Pressure (HP) and Ultra-High Pressure (UHP) metamorphic rocks in Alpine-type collision belts ». *Tectonophysics*, 342 : 113–136, 2001.
- Burov, E., Podladchikov, Y., Grandjean, G., et Burg, J. P. « Thermo-mechanical approach to validation of deep crustal and lithospheric structures inferred from multidisciplinary data : Application to the Western and Northern Alps ». *Terra Nova*, 11 : 124–131, 1999.
- Caby, R. *Etude géologique et métallogénie au bord interne de la Zone Houillère et de la bordure des Schistes Lustrés entre Modane et la vallée Etroite (Savoie, Haut Val de Susa)*. Thèse de Doctorat, Université de Paris, 1963.
- Caby, R. « Hiérarchie des déplacements et exhumation du socle de la Zone Briançonnaise, des Alpes Cottiennes aux Alpes Graies ». *Comptes rendus de l'Académie des Sciences*, 315(12) : 1517–1523, 1992.
- Caby, R. « Low-angle extrusion of high-pressure rocks and the balance between outward and inward displacements of Middle Penninic units in the western Alps ». *Eclogae Geologicae Helvetica*, 89 : 229–267, 1996.
- Callec, Y. et Baudin, T. « Avant-projet de références, APR-GEO-ANT-4885-A-AP-NOT. Liaison Ferroviaire Transalpine Lyon-Turin, Partie commune franco-italienne, Tunnel de base Maurienne-Ambin. Levés de terrain géologiques et structuraux de la Zone Ultra-Dauphinoise ». Rapport technique, Lyon-Turin Ferroviaire, 2007.
- Cannic, S. *L'évolution magmatique et tectono-métamorphique du substratum du domaine valaisan (complexe du Versoyen, Alpes Occidentales) : implications dans l'histoire alpine*. Thèse de Doctorat, Université de Grenoble et Lausanne, 1996.
- Caron, J.M. *Lithostratigraphie et tectonique des Schistes Lustrés dans les Alpes Cottiennes septentrionales et en Corse Orientale*. Thèse de Doctorat, Université Louis Pasteur, Strasbourg, 1977.
- Ceriani, S. *A combined study of structure and metamorphism in Frontal Pennic units between the Arc and Isère valleys (Western Alps) : Implications for the geodynamic evolution of the Western Alps*. Thèse de Doctorat, Université de Basel, 2001.
- Ceriani, S., Fügenschub, B., et Schmid, S. M. « Multi-stage thrusting at the "Penninic Front" in the Western Alps between Mont Blanc and Pelvoux massifs ». *Earth Sciences (Geol Rundsch)*, 90 : 685–702, 2001.
- Champagnac, J-D., Delacou, B., Tricart, P., Sue, C., Burkhard, M., et Allanic, C. « Regional brittle extension in Quaternary sediments of Lanslebourg (Haute-Maurienne valley, Western Alps) ». *Bulletin de la Société Géologique de France*, 177(4) : 215–223, 2006.

- Champagnac, J.-D., Sue, C., Delacou, B., Tricart, P., Allanic, C., et Burkhard, M. « Miocene orogen-parallel extension in the inner Western Alps revealed by dynamical fault analyses ». Dans *2nd Swiss Geoscience Meeting*, Lausanne, 2004.
- Chemenda, A. I., Burg, J. P., et Mattauer, M. « Evolutionary model of the Himalaya-Tibet system : geopoem based on new modelling, geological and geophysical data ». *Earth and Planetary Science Letters*, 174 : 397–409, 2000a.
- Chemenda, A. I., Lallemand, S., et Bokun, A. N. « Strain partitioning in oblique subduction zones and friction between the plates ». *Journal of Geophysical Research*, 105 : 5567–5581, 2000b.
- Chemenda, A. I., Mattauer, M., et Bokun, A. N. « Continental Subduction and a Mechanism for exhumation of High-Pressure Metamorphic Rocks : New modelling and Field Data from Oman ». *Earth and Planetary Science Letters*, 143 : 173–182, 1996.
- Chemenda, A. I., Mattauer, M., Malavieille, J., et Bokun, A. N. « A mechanism for syn-collision rock exhumation and associated normal faulting : results from physical modelling ». *Earth and Planetary Science Letters*, 132 : 225–232, 1995.
- Chopin, C. « Coesite and pure pyrope in high-grade blueschists of the Western Alps : a first record and some consequences ». *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 86(2) : 107–118, 1984.
- Chopin, C. « Very-High-Pressure Metamorphism in the Western Alps : Implications for Subduction of Continental Crust [and Discussion] ». *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 321(1557) : 183–197, 1987.
- Chopin, C., Henry, C., et Michard, A. « Geology and petrology of the coesite-bearing terrain, Dora Maira massif, Western Alps ». *European Journal of Mineralogy*, 3 : 263–291, 1991.
- Chopin, C. et Schertl, H.P. « The UHP unit in the Dora-Maira massif, Western Alps ». *International Geology Review*, 41 : 765–780, 1999.
- Cliff, R. A., Barnicoat, A. C., et Inger, S. « Early Tertiary eclogite facies metamorphism in the Monviso Ophiolite ». *Journal of Metamorphic Geology*, 16 : 447–455, 1998.
- Courrioux, G., Nullans, S., Guillen, A., Boissonnat, J.D., Repusseau, P., Renaud, X., et Thibault, M. « 3D volumetric modelling of Cadomian terranes (Northern Brittany, France) ; an automatic method using Voronoi diagrams ». *Tectonophysics*, 331(1-2) : 181–196, 2001.
- De Wever, P. et Caby, R. « Datation de la base des Schistes Lustrés postophiolitiques par des radiolaires (Oxfordien-Kimmeridgien moyen) dans les Alpes Cottiennes (Saint-Véran, France) ». *Compte rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 292 : 467–472, 1981.
- Debelmas, J. « Carte Géologique de France (1/250 000), Feuille Annecy, ». Orléans, BRGM, 1980.
- Debelmas, J., Desmons, J., Ellenberger, F., Goffe, B., Fabre, J., Jaillard, E., et Pachoud, A. « Notice explicative, Carte Géologique de France (1/50 000), Feuille Modane ». BRGM, Orléans, 1989. 53 p.
- Delacou, B. *Tectonique et géodynamique actuelle de l'arc alpin - Approche sismotectonique et modélisation numérique*. Thèse de Doctorat, Université de Neuchâtel et de l'Université de Nice Sophia-Antipolis, 2004.

- Delacou, B., Sue, C., Champagnac, J. D., et Burkhard, M. « Present-day geodynamics in the bend of the Western and crustal Alps as constrained by earthquake analysis ». *Geophysical Journal International*, 158 : 753–774, 2004.
- Deville, E. *Etude géologique en Vanoise Orientale (Alpes Occidentales Française, Savoie). De la naissance à la structuration d'un secteur de la paléo-marge européenne et de l'océan téthysien : aspects stratigraphiques, pétrographiques et tectoniques*. Thèse de Doctorat, Université de Chambéry, 1987.
- Deville, E. et Chauvière, A. « Thrust tectonics at the front of the Western Alps : constraints provided by the processing of seismic reflection data along the Chambéry transect ». *Comptes rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, 331(11) : 725–732, 2001.
- Deville, E., Chopin, C., Goffé, B., et Guillot, P.L. « Notice explicative, carte géologique de France (1/50000), Feuille de Tignes (752) ». Orléans, BRGM, 1991.
- Deville, E., Fudral, S., Lagabrielle, Y., Marthaler, M., et Sartori, M. « From oceanic closure to continental collision ; a synthesis of the "Schistes Lustrés" metamorphic complex of the Western Alps ». *Geological Society of America Bulletin*, 104(2) : 127–139, 1992.
- Dondey, H. *Etude géologique des unités de Vanoise Méridionale de Pralognan à Aussois (Alpes de Savoie). Evolution sédimentaire et structurale*. Thèse de Doctorat, Université de Grenoble I, 1986.
- Détraz, G. *Etude géologique du bord interne de la Zone Houillère Briançonnaise entre la vallée de l'Arc et le massif de Pécle-Polset (Alpes de Savoie)*. Thèse de Doctorat, Université de Grenoble, 1984.
- Duchêne, S., Blichert-Toft, J., Luais, B., Télouk, P., Lardeaux, J. M., et Albarède, F. « The Lu-Hf dating of garnets and the ages of the Alpine high-pressure metamorphism ». *Nature*, 387 : 586–589, 1997.
- Dèzes, P., Schmid, S.M., et Ziegler, P.A. « Evolution of the European Cenozoic Rift System : interaction of the Alpine and Pyrenean orogens with their foreland lithosphere ». *Tectonophysics*, 389 : 1–33, 2004.
- Egal, E. « Liaison Ferroviaire Transalpine Lyon-Turin, Partie commune franco-italienne, Tunnel de base Maurienne-Ambin. Levers de terrain géologiques et structuraux de la zone Subbriançonnaise ». Rapport technique, Lyon-Turin Ferroviaire. Avant-projet de références, Rapport APR-GEO-ANT-4886-A-AP-NOT, 2007.
- Eisbacher, G. H. *Einführung in die Tektonik*. Thèse de Doctorat, Enke Stuttgart, 1991.
- Ellenberger, F. « Etude géologique du pays de Vanoise (Savoie) ». Mémoire Explicatif de la Carte Géologique de France, 1958.
- Etheridge, M. A. « Differential stress magnitude during regional deformation and metamorphism : upper bound imposed by tensile fracturing ». *Geology*, 11 : 231–234, 1983.
- Fabre, J. « Contribution à l'étude de la Zone Houillère en Maurienne et en Tarentaise (Alpes de Savoie) ». Rapport technique 2, BRGM, 1961.
- Fügenschuh, B., Loprieno, A., Ceriani, S., et Schmid, S. M. « Structural analysis of the Subbriançonnais and Valais units in the area of Moûtiers (Savoy, Western Alps) : paleogeographic and tectonic consequences ». *International Journal of Earth Sciences*, 88(2) : 201–218, 1999.

- Fügenschuh, B. et Schmid, S. M. « Late stages of deformation and exhumation of an orogen constrained by fission-track data : A case study in the Western Alps ». *Geological Society of America*, 115(11) : 1425–1440, 2003.
- Ford, M., Duchene, S., Gasquet, D., et Vanderhaeghe, O. « Two-phase orogenic convergence in the external and internal SW Alps ». *Journal of the Geological Society, London*, 163 : 815–826, 2006.
- Frisch, W. « Tectonic progradation and plate tectonic evolution of the Alps ». *Tectonophysics*, 60 : 121–139, 1979.
- Fudral, S., Deville, E., et Marthaler, M. « Distinction of three sets of tectonic units in the «Schistes Lustrés» between Vanoise and Susa Valley (French-Italian Alps) : lithostratigraphic, paléogeographic and geodynamic aspects ». *Comptes rendus de l'Académie des Sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre*, 305(6) : 467–472, 1987.
- Fudral, S., Deville, E., Nicoud, G., Pognante, U., Guillot, P.L., et Jaillard, E. « Note explicative, Carte Géologique de la France (1/50.000), Feuille Lanslebourg-Mont d'Ambin (776) ». Orléans, BRGM, 1994.
- Gabalda, S., Beyssac, O., Jolivet, L., Agard, P., et Chopin, C. « Thermal structure of a fossil subduction wedge in the Western Alps ». *Terra Nova*, sous press, 2008.
- Ganne, J. *Les dômes de socles HP-BT dans le domaine Pennique des Alpes nord-Occidentales (massifs d'Ambin et de Vanoise Sud) : modalités de leur exhumation*. Thèse de Doctorat, Université de Savoie, 2003.
- Ganne, J., Bertrand, J. M., et Fudral, S. « Geometry and kinematics of early Alpine Nappes in a Briançonnais basement (Ambin Massif, Western Alps) ». *Geoscience*, 336 : 1219–1226, 2004.
- Ganne, J., Bertrand, J. M., et Fudral, S. « Fold interference pattern at the top of basement domes and apparent vertical extrusion of HP rocks (Ambin and South-Vanoise massifs, Western Alps) ». *Journal of Structural Geology*, 27 : 553–570, 2005.
- Ganne, J., Bertrand, J. M., Fudral, S., et Vidal, O. « Structural and metamorphic evolution of the Ambin massif (Western Alps) ; towards a new alternative exhumation model for Briançonnais Domain ». *Bulletin de la Société Géologique de France*, 178(6) : 437–458, 2007.
- Ganne, J., Marquer, D., Rosenbaum, G., Bertrand, J-M., et Fudral, S. « Partitioning of deformation within a subduction channel during exhumation of High-Pressure rocks : A case study from the Western Alps ». *Journal of Structural Geology*, 28 : 1193–1207, 2006.
- Gay, M. *Le massif d'Ambin et son cadre de schistes lustrés (Alpes franco-italiennes)*. Thèse d'état, Lyon, 1971.
- Gebauer, D. « Alpine geochronology of the Central and Western Alps : New constraints for a complex geodynamic evolution ». *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 79 : 191–208, 1999.
- Gebauer, D., Schertl, H.P., Brix, M., et Schreyer, W. « 35 Ma old Ultrahigh-Pressure metamorphism and evidence for very rapid exhumation in the Dora Maira Massif, Western Alps ». *Lithos*, 41 : 5–24, 1997.

- Gerber, W. *Evolution tectono-métamorphique du Briançonnais interne (Alpes Occidentales, massifs de Vanoise et d'Ambin) : comportement du socle et de sa couverture dans un contexte de subduction continentale profonde*. Thèse de Doctorat, Université Pierre et Marie Curie, 2008.
- Gillet, P. et Goffé, B. « On the significance of aragonite occurrences in the Western Alps ». *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 99 : 70–81, 1988.
- Goffé, B., Bousquet, R., Henry, P., et Le Pichon, X. « Effect of the chemical composition of the crust on the metamorphic evolution of orogenic wedges ». *Journal Metamorphic Geology*, 21 : 123–141, 2003.
- Goffé, B., Guillot, S., Lardeaux, J.M., et Bousquet, R. « Explonatory notes to the map : Metamorphic structure of Alps, Western and Ligurian Alps ». *Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft*, 149 : 125–144, 2004.
- Goffé, B. et Velde, B. « Contrasted metamorphic evolutions in thrust cover units of the Briançonnais zone (French Alps) : A model for the conservation of HP-LT metamorphic mineral assemblages ». *Earth and Planetary Science Letters*, 68(2) : 351–360, 1984.
- Goguel, J. « Précisions nouvelles sur les écaïlles de la couverture d'Ambin ». *Bulletin de la Société Géologique de France*, 6 : 65–75, 1955.
- Guillen, A., Courioux, G., Calcagno, P., Lane, R., Lees, T., et McInerney. « Constrained gravity inversion applied to Broken Hill ». Dans *ASEG 17th Geophysical Conference and Exhibition*, 2004.
- Handy, M. R. et Oberhänsli, R. « Metamorphic Structure of the Alps : Age map of the metamorphic structure of the Alps-tectonic interpretation and outstanding problems ». *Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft*, 149 : 201–226, 2004.
- Hermann, F. et Raguin, E. « Carta geologica della regione comprese fra i massicci d'Ambin e del G[ra]n Paradiso, alla scala 1 : 200 000 ». Rapport technique, Mem. Ist. Geol R. Univ. Padova, VIII, 1930.
- Huet, B. « Le complexe du Sapey (Vanoise Méridionale) : Lithologie et Structure ». Mémoire de travail d'option, Ecoles des Mines de Paris, 2005.
- Jaillard, E. *Etude géologique des unités briançonnaises de Vanoise Occidentale au Sud de Pralognan (Savoie)*. Thèse de Doctorat, Université de Grenoble, 1984.
- Jaillard, E., Dondey, H., et Debelmas, J. « Reconstitutions paléogéographiques de la zone briançonnaise de Vanoise (Alpes Occidentales) : nouveaux arguments pour une origine intra-briançonnaise de l'unité de la Grande-Motte. ». *Comptes rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 302, Série II, 17 : 1091–1094, 1986.
- Jolivet, L., Raimbourg, H., Labrousse, L., Avigad, D., Leroy, Y., Austrheim, H., et Andersen, T. B. « Softening triggered by eclogitization, the first step toward exhumation during continental subduction ». *Earth and Planetary Science Letters*, 3-4 : 532–547, 2005.
- Jullien, M. et Goffé, B. « Occurences de cookeite et de pyrophyllite dans les schistes du Dauphinois (Isère, France). Conséquences sur la répartition du métamorphisme dans les zones externes alpines ». *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 73 : 357–363, 1993.

- Kuhleemann, J. et Kempf, O. « Post-eocene evolution of the north alpine foreland basin and its response to alpine tectonics ». *Sedimentary Geology*, 152, Issues 1-2 : 45–78, 2002.
- Labrousse, L. *L'Exhumation des roches métamorphiques de très haute pression : cas des Calédonides de Norvège*. Thèse de Doctorat, Université Pierre et Marie Curie, 2001.
- Laffitte, P. et Goguel, J. « Observations préliminaire sur le massif d'Ambin ». *Bulletin de la Société Géologique de France*, 6(II) : 575–595, 1952.
- Lagabrielle, Y. et Lemoine, M. « Alpine, Corsican and Apennine ophiolites : the slow-spreading ridge model ». *Comptes rendus de l'Académie des Sciences*, 325 : 909–920, 1997.
- Lajaunie, C., Courioux, G., et Manuel, L. « Foliation fields and 3D cartography in geology : principles of a method based on potential interpolation ». *Mathematical Geology*, 29(4) : 571–584, 1997.
- Lasserre, J. L. et Laverne, C. *Le volcanisme tholéiitique de la zone Versoyen (Alpes franco-italiennes), minéralogie, pétrographie et géochimie*. Thèse de Doctorat, Université de Grenoble, 1976.
- Le Bayon, B. et Ballèvre, M. « Deformation history of a subducted continental crust (Gran Paradiso, Western Alps) : continuing crustal shortening during exhumation ». *Journal of Structural Geology*, 28 : 793–815, 2006.
- Lemoine, M., Bas, T., Arnaud-Vanneau, A., Arnaud, H., Dumont, T., Gidon, M., Bourbon, M., De Graciansky, P.-C., Rudkiewicz, J.-L., et Megard-Galli, J. « The continental margin of the Mesozoic Tethys in the Western Alps = la marge continentale de Téthys au Mésozoïque dans les Alpes Occidentales ». *Marine and petroleum geology*, 3(3) : 179–199, 1986.
- Lemoine, M., Graciansky, P.C., et Tricart, P. *De l'océan à la chaîne de montagne. Tectonique des plaques dans les Alpes*. Gordon and Breach, 2000.
- Lemoine, M., Marthaler, M., et Caron, J. M. « Découverte de foraminifères planctoniques du Crétacé supérieur dans les Schistes Lustrés du Queyras (Alpes Occidentales). Conséquences paléogéographiques et tectoniques ». *Comptes rendus de l'Académie des Sciences*, 229 : 727–732, 1984.
- Lippitsch, R., Kissling, E., et Ansorge, J. « Upper mantle structure beneath the alpine orogen from high resolution teleseismic tomography ». *Journal of Geophysical Research*, 108(B8) : 23–76, 2003.
- Malusà, M.G., Polino, R., Zattin, M., Bigazzi, G., Martin, S., et Piana, F. « Miocene to present differential exhumation in the Western Alps : Insights from fission track thermochronology ». *Tectonics*, 24, 2005.
- Mancktelow, N. « Non lithostatic pressure during sediment subduction and the development and exhumation of high pressure metamorphic rocks ». *Journal of Geophysical Research*, 100 : 571–583, 1995.
- Marquer, D., Calcagno, P., Barfety, J.C., et Baudin, T. « 3D modeling and kinematics of the external zone of the French Western Alps (Belledonne and Grand Châtelard Massifs, Maurienne Valley, Savoie) ». *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 99 : 211–222, 2006.
- Martelet, G., Calcagno, P., Gumiaux, P., Truffert, C., Bitri, A., Gapais, D., et Brun, J.P. « Integrated 3D geophysical and geological modelling of the Hercynian Suture Zone in the Champtoceaux area (south Brittany, France) ». *Tectonophysics*, 382(1-2) : 117–128, 2004.

- Martines-Reyes, J. *Contribution à l'étude géologique des Alpes occidentales entre Arc et Isère, région du Mont Niélard et du Cheval noir - Savoie. Le problème des unités à flysch*. Thèse de Doctorat, Université de Paris, 1980.
- Masson, H., Bussy, F., Eichenberger, M., Giroud, N., Meilhac, C., et Presniakov, S. « Early Carboniferous age of the Versoyen ophiolites and consequences : non-existence of a «Valais ocean» (Lower Penninic, Western Alps) ». *Le Bulletin de la Société géologique de France*, 179, 2008.
- Maxelon, M. et Mancktelow, N.S. « Three-dimensional geometry and tectonostratigraphy of the Pennine zone, Central Alps, Switzerland and Northern Italy ». *Earth-Science Reviews*, 71 : 171–227, 2005.
- Menard, G. et Sacchi, R. « Coupes géologiques 1 : 250000 ème, Alpetunnel-GEIE », 2000.
- Mercier, D. et Beaudoin, B. « Révision du Carbonifère briançonnais : stratigraphie et évolution du bassin ». *Géologie Alpine Mémoire Hors-Série*, 13 : 25–31, 1987.
- Messiga, B., Kienast, R., Rebay, G., Riccardi, P., et Tribuzio, R. « Cr-rich magnesiochloritoid eclogites from the Monviso ophiolites (Western Alps, Italy) ». *Journal of Metamorphic Geology*, 17 : 287–299, 1999.
- Michel, R. « Les facies à glaucophane dans le massif d'Ambin (Alpes Franco-Italiennes) ». *Bulletin de la Société Géologique de France*, 6(VII) : 130–131, 1957.
- Monié, P. et Chopin, C. « $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating in coesite-bearing and associated units in the Dora Maira massif, Western Alps ». *European Journal of Mineralogy*, 3 : 239–262, 1991.
- Monié, P. et Philippot, P. « Mise en évidence de l'âge éocène moyen du métamorphisme du Haute-Pression dans la nappe ophiolitique du Monviso orogenic processes in SW Alps (Alpes Occidentales) par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ». *Compte rendus de l'Académie des Sciences*, 309(II) : 245–251, 1989.
- Monin, N. *Caractérisation par sismique de puits d'un aquifère profond. Cas de la zone des aménagements souterrains de Modane (tunnel de base - liaison ferroviaire Lyon-Turin)*. Thèse de Doctorat, Université de Savoie, 1998.
- Nicolas, A., Hirn, A., Nicolich, R., Polino, R., et Group, E. C. W. « Lithospheric wedge in the Western Alps inferred from the Ecors-Crop traverse ». *Geology*, 18 : 587–590, 1990.
- Oberhänsli, R. et Goffé, B. « Explonatory notes to the Map : Metamorphic structure of the Alps introduction ». *Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft*, 149 : 115–123, 2004.
- Oberhänsli, R., Goffé, B., et Bousquet, B. « Record of a HP-LT metamorphic evolution in the Valais Zone : geodynamic implications ». in *Studies on metamorphic rocks and minerals of the Western Alps. A Volume in Memory of Ugo Pognante, edited by B. Lombardo*, pages 221–240, 1995.
- Paul, A., Cattaneo, M., Thouvenot, F., Spallarossa, D., Bethoux, N., et Frechet, J. « A three-dimensional crustal velocity model of the south-Western Alps from local earthquake tomography ». *Journal of Geophysical Research*, 106(B) : 19367–19389, 2001.
- Petrini, K. et Podladchikov, Y. « Lithospheric pressure-depth relationship in compressive regions of thickened crust ». *Journal of Metamorphic Geology*, 18 : 67–78, 2000.

- Pfiffner, O. A., Ellis, S., et Beaumont, C. « Collision tectonics in the Swiss Alps : Insight from geodynamic modeling ». *Tectonics*, 19 (6) : 1065–1094, 2000.
- Philippe, Y. *Rampes latérales et zones de transfert dans les chaînes plissées : géométrie, conditions de formation et pièges structuraux associés*. Thèse de Doctorat, Université de Savoie, Chambéry, 1995.
- Philippe, Y., Deville, E., et Mascle, A. « French Western Alps thin-skinned inversion tectonics at oblique basin margins : example of the Western Vercors and Chartreuse subalpine massifs (SE France) ». *Geological Society, London, Special Publications*, 134 : 239–262, 1998.
- Platt, J.P. « Dynamics of orogenic wedges and the uplift of High-Pressure metamorphic rocks ». *Bulletin of the Geological Society of America*, 97 : 1037–1053, 1986.
- Platt, J.P. « Exhumation of high-pressure rocks : a review of concepts and processes ». *Terra Nova*, 5 : 119–133, 1993.
- Platt, J.P. et Lister, G.S. « Structural evolution of a nappe complex, southern Vanoise massif, French Penninic Alps ». *Journal of Structural Geology*, 7 : 145–160, 1985a.
- Platt, J.P. et Lister, G.S. « Structural history of High-Pressure metamorphic rocks in the southern Vanoise massif, French Alps, and their relation to Alpine tectonic events ». *Journal of Structural Geology*, 7(1) : 19–35, 1985b.
- Pleuger, J. et Froitzheim, N. « Folded continental and oceanic nappes on the southern side of Monte Rosa (western Alps, Italy) : anatomy of a double collision suture ». *Tectonics*, 24 : 1–22, 2005.
- Polino, R., Dal Piaz, G.V., et Gosso, G. « Tectonic erosion at the Adria margin and accretionary processes for the Cretaceous orogeny of the Alps ». *Mémoires de la Société Géologique de France*, 156 : 345–367, 1990.
- Raimbourg, H. *Mécanisme d'éclogitisation et conséquences pour l'exhumation des roches métamorphiques de haute pression ; l'exemple de l'arc de Bergen*. Thèse de Doctorat, Université Pierre et Marie Curie, 2005.
- Raimbourg, H., Jolivet, L., Labrousse, L., Leroy, Y., et Avigad, D. « Kinematics of syneclogite deformation in the Bergen Arcs, Norway : implications for exhumation mechanisms ». *Geological Society, London, Special Publications*, 243 : 175–192, 2005.
- Rolland, Y., Lardeaux, J. M., Guillot, S., et Nicollet, C. « Extension syn-convergence, poinçonnement vertical et unités métamorphiques contrastées en bordure ouest du Grand Paradis (Alpes franco-italiennes) ». *Geodinamica Acta*, 13 : 133–148, 2000.
- Roure, F., Bergerat, F., Damotte, B., Mugnier, J. L., et Polino, R. « The Ecors-Crop alpine seismic traverse ». *Mémoire Société Géologique de France*, 170, 1996.
- Rubatto, D., Gebauer, D., et Fanning, M. « Jurassic formation and Eocene subduction of the Zermatt pm Saas-Fee ophiolites : implications for the geodynamic evolution of the Central and Western Alps ». *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 132 : 269–287, 1998.
- Rubatto, D. et Hermann, J. « Exhumation as fast as subduction ? ». *Geology*, 29 : 3–6, 2001.

- Schmid, S. M., Fügenschuh, B., Kissling, E., et Schuster, R. « Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen ». *Eclogae Geologicae Helvetica*, 97 : 93–117, 2004a.
- Schmid, S. M. et Kissling, E. « The arc of the Western Alps in the light of data on deep crustal structure geophysical ». *Tectonics*, 19(1) : 62–85, 2000.
- Schmid, S. M., Pfiffner, O. A., Froitzheim, N., Schönborn, G., et Kissling, E. « Geophysical-geological transect and tectonic evolution of the Swiss-Italian Alps ». *Tectonics*, 15 : 1036–1064, 1996.
- Schmid, S. M., Fügenschuh, B., Kissling, E., et Schuster, R. « Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen ». *Eclogae Geologicae Helvetica*, 97 : 93–117, 2004b.
- Schoeller, H. « La nappe de l'Embrunais au nord de l'Isère », 1929.
- Schürch, M. L. *Les ophiolites de la zone Versoyen : témoins d'un bassin à évolution métamorphique complexe*. Thèse de Doctorat, Université de Genève, 1987.
- Schreyer, W. « Ultradeep metamorphic rocks : The retrospective viewpoint ». *Journal of geophysical research*, 100(B5), 1995.
- Schwartz, S. *La zone piémontaise des Alpes Occidentales : un paléocomplexe de subduction. Arguments métamorphiques, géochronologiques et structuraux*. Thèse de Doctorat, Université Claude Bernard Lyon I, 2002.
- Schwartz, S., Lardeaux, J.-M., Guillot, S., et Tricart, P. « Diversité du métamorphisme élogitique dans le massif ophiolitique du Monviso (Alpes Occidentales, Italie) ». *Geodinamica Acta*, 13 : 169–188, 2000a.
- Schwartz, S., Lardeaux, J.-M., et Tricart, P. « La zone d'Acceglio (Alpes Cottiennes) : un nouvel exemple de croûte continentale élogitisée dans les Alpes Occidentales ». *Revue de l'Académie des Sciences de Paris ; Sciences de la Terre et des planètes / Earth and Planetary Sciences*, 330 : 859–866, 2000b.
- Schwartz, S., Lardeaux, J. M., Tricart, P., Guillot, S., et Labrin, E. « Diachronous exhumation of HP-LT metamorphic rocks from south-western Alps : evidence from fission-track analysis ». *Terra Nova*, 19 (2) : 133–140, 2007.
- Serre, A., Toury, A., Rampnoux, J. P., Martinez-Reyes, J., et Tardy, M. « Individualisation des deux unités à flysch nummulitique d'origines paléogéographiques différentes au sein de «l'Eccaille Ultra-Dauphinoise des Aiguilles d'Arves» (région de Saint-Jean de Maurienne, Savoie) ». *Comptes rendus de l'Académie des Sciences*, 301 : 637–642, 1985.
- Simoes, M., Avouac, J. P., Beyssac, O., Goffé, B., Farley, K. A., et Chen, Y.-G. « Mountain-building in Taiwan : a thermo-kinematic model ». *Journal of Geophysical Research*, 112, 2007.
- Sinclair, H. D. « Flysch to molasse transition in peripheral foreland basins ; the role of the passive margin versus slab breakoff ». *Geology*, 25, 12 : 1123–1126, 1997.
- Solarino, S., Kissling, E., Cattaneo, M., et Eva, C. « Local earthquake tomography of the southern part of the Ivrea body, North-Western Italy ». *Eclogae Geologicae Helveticae*, 90 : 357–364, 1997.
- Stampfli, G. M. « The Briançonnais, exotic terrane in the Alps ? ». *Eclogae Geologicae Helveticae*, 86(1) : 1–45, 1993.

- Strzeczynski, P. *Evolution tectono-métamorphique et modélisation 3D le long du projet ferroviaire Lyon-Turin (Maurienne, Alpes)*. Thèse de Doctorat, Université Claude Bernard Lyon 1, 2006.
- Strzeczynski, P., Guillot, S., Courrioux, G., et Ledru, P. « 3D geometrical modelling of Stephanian granite from the Pelvoux Massif (French Alps) ». *Comptes rendus Géosciences Tectonique*, 337(14) : 1284–1292, 2005.
- Strzeczynski, P. and Guillot, S., Leloup, H., Ledru, P., Courrioux, G., et Darmendrail, X. « Brittle deformation between the Ambin and Vanoise domes in the frame of the structural evolution of the internal alpine belt ». (eds.) *Beltrando, M., Lister, G., Ganne, J. and Boullier, A., Evolution of the Western Alps : insights from metamorphism, structural geology, tectonics and geochronology. Journal of the Virtual Explorer, ISSN 1441-8142*, 16(7), 2004.
- Sue, C. et Tricart, P. « Late Alpine brittle extension above the Frontal Pennine Thrust near Briançon, Western Alps ». *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 92(2) : 171–181, 1999.
- Sue, C. et Tricart, P. « Widespread post-nappe normal faulting in the Internal Western Alps : a new constraint on arc dynamics ». *Journal of the Geological Society London*, 159 : 61–70, 2002.
- Tardy, M., Béthoux, N., Lardeaux, J.M., Paul, A., et the ALPS working group. « The Geofrance 3D project in the western Alps : a synthesis. Projet Géofrance 3D Alpes ». Rapport technique, in "Colloque Geofrance 3D, Résultats et perspectives", Ledru édition, document BRGM 293, 1999.
- Thouvenot, F. *Aspects géophysiques et structuraux des Alpes occidentales et de trois autres orogènes (Atlas, Pyrénées, Oural)*. Thèse de Doctorat, Grenoble 1 : Université Joseph Fourier, 1996.
- Thouvenot, F. et Menard, G. « Allochthony of the chartreuse subalpine massif : explosion-seismology constraints ». *Journal of structural geology*, 12(1) : 113–121, 1990.
- Tilton, G.R., Schreyer, W., et Schertl, H.P. « Pb-Rb-Nd isotopic behaviour of deeply subducted crustal rocks from the Dora Maira Massif, Western Alps, Italy : what is the age of the ultrahigh-pressure metamorphism ? ». *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 108 : 22–33, 1991.
- Tricart, P. *Tectoniques superposées dans les Alpes occidentales, au sud du Pelvoux. Evolution structurale d'une chaîne de collision*. Thèse de Doctorat, Université Louis Pasteur, 1980.
- Tricart, P., Lardeaux, J.M., Schwartz, S., et Sue, C. « The late extension in the inner western Alps : a synthesis along the south-Pelvoux transect ». *Bulletin de la Société géologique de France*, 6 : 299–310, 2006.
- Tricart, P., Schwartz, S., Sue, C., et Lardeaux, J. M. « Evidence of synextension tilting and doming during final exhumation from analysis of multistage faults (Queyras Schistes lustrés, Western Alps) ». *Journal of Structural Geology*, 26 : 1633–1645, 2004.
- Trümpy, R. « Remarques sur la corrélation des unités penniques externes entre la savoie et le valais et sur l'origine des nappes préalpines ». *Bulletin Société géologique de France*, 6 (7) : 443–461, 1955.
- Vignarol, G., Faccenna, C., Jolivet, L., Piromallo, C., et Rossetti, F. « Subduction polarity reversal at the junction between the western alps and the northern apennines, Italy ». *Tectonophysics*, 450, issues 1-4 : 34–50, 2008.

- Von Blanckenburg, F. et Davies, J.H. « Slab breakoff : A model for syncollisional magmatism and tectonics in the alps ». *Tectonics*, 14(1) : 120–131, 1995.
- Waldhauser, F., Kissling, E., Ansorge, J., et Mueller, S. « Three dimensional interface modelling with two-dimensional seismic data ; the alpine crust-mantle boundary ». *Geophysical Journal International*, 135 : 264–278, 1998.
- Waldhauser, F., Lippitsch, R., Kissling, E., et Ansorge, J.. « High resolution teleseismic tomography of upper-mantle structure using an a priori three-dimensional crustal model ». *Geophysical Journal International*, 150 : 403–414, 2002.
- Yamato, P. *Des contraintes pour les zones de convergence : Confrontation des données du métamorphisme et des modélisations numériques thermomécaniques. Application aux Alpes et à l'Oman.* Thèse de Doctorat, Université Pierre et Marie Curie, 2006.
- Yamato, P., Agard, P., Burov, E., Le Pourhiet, L., Jolivet, L., et Tiberi, C. « Burial and exhumation in a subduction wedge : Mutual constraints from thermomechanical modeling and natural P-T-t data (Schistes Lustrés, Western Alps) ». *Journal of Geophysical Research*, 112 : 1–28, 2007.

Annexes

Annexe A

Modélisation

A.1 La pile géologique

La pile géologique du secteur de Sapey-Orgère. Pour une meilleure compréhension, la pile géologique est ici décrite dans l'ordre chronologique de sa réalisation, soit de bas en haut.

Reference : base		
	SERIES	FORMATIONS
		CHEVAUCEMENTS vers l'est
8	écaille de l'unité Sapey (Erode)	F147 Chev. du Sapey
7	écaille de l'unité Perrière (Erode)	F123a1 Chev. de la Perrière
6	écaille de la sous-unité Modane -chavière (Erode)	F123a2 Chev. de Modane-Chavière
5	synclinal des Avenièrès (Onlap)	Fcalc2
	écaille de l'unité des Avenièrès (Erode)	F123b Chev. des Avenièrès
4	synclinal de la Masse (Onlap)	Fcalc
3	anticlinal de l'Aiguille Doran (Onlap) Pli-1	F123d F125b
	chevauchement de la Masse (Erod)	Fchevt Chev. de la Masse
2	anticlinal du Râteau d'Aussois (Onlap) Pli-2	F123c F125c
1	socle (Onlap)	Fsocle

FIGURE A.1 – Pile géologique du modèle Sapey-Orgère (N.B l'Ecaille notée SOII, correspond à l'unité Modane Chavière).

La pile géologique se lit de la façon suivante (cf. Figure A.1). On raisonne ici, sur la partie basale des formations :

1. Le socle de Vanoise «F socle» est le substratum du modèle, il est donc en dépôt «ONLAP» sur le fond de la boîte de modélisation,

2. Celui-ci est recouvert en «ONLAP» par une série de formations (F125c et F123c) plissées dans le «pli-2» correspondant au Râteau d'Aussois,
3. La série (F125b et F123d) du pli-1 de l'Aiguille Doran chevauche le pli du Râteau d'Aussois par l'intermédiaire d'un important contact anormal «Fchevt» spécifié en mode dépôt «Erod» pour représenter le chevauchement de la Masse,
4. Celui-ci cisaille le synclinal «Fcalc», qui était initialement en «Onlap» sur la formation F123d,
5. Le pli de l'Aiguille Doran est chevauché par une écaille de quartzite «F123b» spécifié en «EROD» pour modéliser le décro-chevauchement des Avenières. Comme la précédente configuration, celui-ci cisaille le synclinal des Avenières (représenté par la «Fcalc-2» initialement en «ONLAP» sur la formation «F123b» de l'Aiguille Doran),
6. D'après l'information recueillie dans les forages, l'unité des Avenières est chevauchée par l'écaille inférieure SO II de l'unité de Perrière par l'intermédiaire du décro-chevauchement de Modane-Chavière («F123a2 EROD»),
7. L'écaille supérieure de l'unité Perrière chevauche l'écaille SO II par l'intermédiaire du décro-chevauchement de l'unité de Perrière («F123a1 EROD»),
8. Le tout est pour finir recouvert de l'écaille F147 correspondant au couloir décro-chevauchant de l'unité du Sapey (F147 EROD).

A.2 Les Forages

Les corrélations de forage à partir des logs synthétiques fournis par LTF sont présentées en Figure A.2.

Annexe B

Analyses pétro-métamorphiques des *Gneiss du Sapey*

La carte d'échantillonnage, les occurrences minéralogiques des échantillons récoltés ainsi que les analyses sous microsonde et spectrométrie Raman de certaines lames sont disponibles sur le CD-ROM joint à ce manuscrit.